

MAPEAMENTO E MODELAGEM DA ASSINATURA TÉRMICA DAS INTRUSÕES MAGMÁTICAS EM PINNACLE RIDGE, NA REGIÃO DE RUAPEHU, NA ZONA VULCÂNICA DE TAUPO (ZVT), NOVA ZELÂNDIA.

STEPHANIE FERREIRA DOS SANTOS¹, BEM KENNEDY², ARTUR CORVAL³, WANDERSON LAMBERT⁴, BRUNO RODRIGUES DE OLIVEIRA⁵, SERGIO DE CASTRO VALENTE³, ALAN WANDERLEY ALBUQUERQUE MIRANDA³, VICTOR HUGO FERNANDES³

1 - Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro-UFRRJ BR-465, Seropédica - RJ, 23890-000

2 - Department of Geological Sciences, University of Canterbury, P O Box 4800, Christchurch 8140, New Zealand.

3 - Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro-UFRRJ, Programa de Pós-Graduação em Modelagem e Evolução Geológica - PPGMEG, BR-465, Seropédica - RJ, 23890-000.

4 - Universidade Federal de Alfenas-UFAL, Campus UNIFAL, BR 267 Km 533 Rodovia Jose Aurelio Vilela, Poços de Caldas-MG, 23890-000.

5 - Universidade Federal do Mato Grosso - UFMT. Av. Fernando Corrêa da Costa, nº 2367, Bairro Boa Esperança, Cuiabá – MT, 78060-900

Resumo - Este artigo tem como objetivo elaborar modelos térmicos unidimensionais que auxiliem a definição e interpretação de halos de alteração em sistemas geotermiais associados a intrusões magmáticas em Pinnacle Ridge, na região de Ruapehu, pertencente à Zona Vulcânica de Taupo (ZVT), Nova Zelândia. Mineralizações e corpos mineralizados presentes na crosta terrestre são frequentemente relacionados aos efeitos térmicos da ascensão e solidificação magmática em sistemas hidrotermais. Em geral, a condutividade térmica de rochas cristalinas (como granitos e basaltos) é mais elevada do que em rochas sedimentares. Assim, o alojamento de intrusões deste tipo próximas à superfície é capaz de gerar um aumento da temperatura na região afetada. Esta informação é valiosa, uma vez que auxilia na compreensão de como as anomalias térmicas geradas a partir de eventos magmáticos, podem ter contribuído para a geração de campos geotérmicos, assim como à maturação de hidrocarbonetos em bacias sedimentares atípicas. A manifestação de processos magmáticos na crosta da Terra e seus efeitos sobre a evolução geodinâmica de uma região específica pode ser melhor entendida se analisada do ponto de vista de modelos numéricos, com o objetivo de descrever a variação temporal do campo de temperatura associado. A Lei de Fourier, permite quantificar a transferência de calor por condução através de equações de fluxo de calor onde o fluxo de calor é diretamente proporcional ao gradiente de temperatura. Modelos térmicos foram desenvolvidos considerando o tempo e o fluxo de calor entre intrusões e as rochas hospedeiras. Soluções analíticas com base em equações de calor foram implementados no software MATLAB para gerar gráficos que destacam a relação entre o fluxo de calor, tempo e distância. As intrusões mais representativas foram analisadas isoladamente (caso hipotético) e posteriormente comparadas com o efeito térmico de múltiplas intrusões (dados de campo). Como esperado, a transferência de calor entre os corpos intrusivos e as rochas encaixantes se comporta de maneira diferente para os casos de múltiplas intrusões e intrusões unitárias. A interação das ondas de calor aumenta o perfil de temperatura, que requer mais tempo em uma área maior até que toda a área afetada atinja o equilíbrio térmico. De acordo com o modelo, tanto para o caso de intrusões unitárias, quanto para os casos de intrusões múltiplas, os corpos intrusivos com maiores espessuras possuem maior influência nas rochas encaixantes a maiores distâncias. Para múltiplas intrusões, as ondas de calor se somam com o passar do tempo, aumentando o perfil de temperatura no interior na intrusão central devido a sua maior espessura.

Palavras-Chave: Modelagem Térmica, Magmatismo, Intrusões, Halos de Alteração, Sistemas Geotermiais, Zona Vulcânica.

Abstract - This paper aims to develop one-dimensional thermal models to assist the definition and interpretation of alteration halos in geothermal systems associated with magmatic intrusions in Pinnacle Ridge, Ruapehu region, Taupo Volcanic Zone (TVZ), New Zealand. Mineralization and mineralized bodies present in the earth's crust are often related to the magmatic rise and solidification thermal effects in hydrothermal systems. In general, the thermal conductivity of crystalline rocks (such as granite and basalt) is higher than in sedimentary rocks. Thus, the intrusion of this type of accommodation near the surface is able to generate an increase in temperature in the affected area. This information is valuable, as it helps to understand how the thermal anomalies generated from magmatic events may have contributed to the generation of geothermal fields, as well as hydrocarbon maturation in atypical sedimentary basins. The manifestation of magmatic processes in the Earth's crust and its effects on the geodynamic evolution of a specific region can be better understood if analyzed from the point of view of numerical models in order to describe the temporal variation of temperature profiles. The Fourier's law quantifies heat transfer through heat flow equations of conduction where the heat flow is directly proportional to the temperature gradient. Thermal models were developed considering the time and the heat flux from intrusions in host rocks. Analytical solutions based on heat equations were tested using the software MATLAB to generate graphs that highlight the relationship amongst heat flow, time and distance. The most representative intrusions were analyzed separately (hypothetical cases) and subsequently compared with the heating effect of multiple intrusions (field database). As expected, the heat transferred between the intrusive bodies and surrounding rocks behaves differently for the multiple cases and for single intrusions. Heat waves interaction increases the temperature profile, which takes longer to reach the thermal balance through larger areas. According to the model, for both the single and multiple cases, intrusive bodies with larger thicknesses have greater influence on rocks enclosing at greater distances. For multiple intrusions, heat waves add up over time, increasing the temperature profile within the central intrusion due to its greater thickness.

Keywords: Thermal Modelling, Magmatism, Intrusions, Alteration halos, Geothermal systems, Volcanic Zone.

1. INTRODUÇÃO

Monte *Ruapehu* (Figura 1), localizado na ilha norte da Nova Zelândia, é um estrato-vulcão ativo e de composição andesítica, frequentemente afetado por deslizamentos, desmoronamentos e erupções. O presente estudo foi realizado na Formação *Te Herenga* (~1700 anos), a mais antiga formação compoendo o Monte *Ruapehu*. Essa Formação é exposta numa sequência aproximadamente vertical através de eventos glaciais (~10 Ma) em *Pinnacle Ridge* (Hackett, 1985).

Três intrusões e um pequeno sistema de diques foram analisados em *Pinnacle Ridge*, na Zona Vulcânica de *Taupo* (ZVT, do Inglês *Taupo Volcanic Zone*, TVZ) (Figura 1), em termos de alteração originada por condutividade térmica. O posicionamento de cada intrusão será melhor abordado nas discussões referentes às observações de campo empregadas na geração dos modelos.

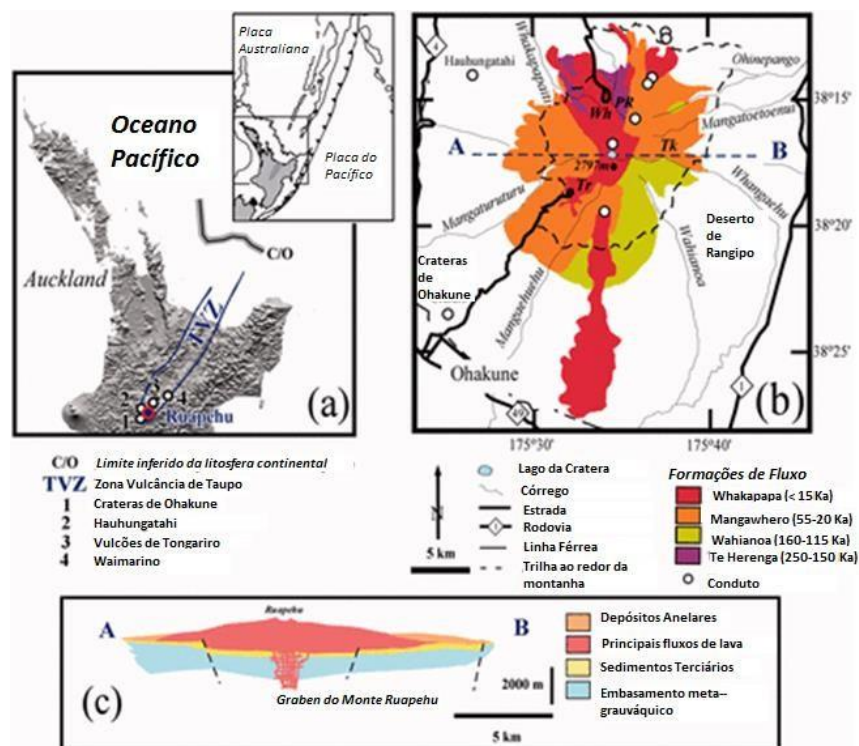


Figura 1- (a) Mapa da Ilha Norte da Nova Zelândia mostrando a localização do vulcão *Ruapehu* na extremidade Sul da Zona vulcânica de *Taupo* (ZVT). 1, 2, 3 e 4 representam andesitos basálticos ou erupções basálticas centrais (Graham & Hackett, 1987 in Price et al., 2012). (b) Geologia do vulcão *Ruapehu*. PR, *Pinnacle Ridge*; Wh, estação de equi de *Whakapapa*; Tr, estação de equi de *Turoa*; Tk, estação de equi de *Tukino*. (c) Seção transversal [A-B em (b)] mostrando a localização do vulcão *Ruapehu* dentro dos grabens pertencentes ao Monte *Ruapehu*. Modificado de Price et al., (2012).

2. GEOLOGIA REGIONAL

A Nova Zelândia é um fragmento do Gondwana que, antes do espalhamento oceânico no Cretáceo Inferior, era contíguo à Austrália e à Antártica. Apesar da crosta continental da região ser em torno de um terço da área da Austrália, somente 10% está acima do nível do mar (a exemplo das ilhas Norte e Sul). Não é exibido nenhum núcleo cratônico continental do Pré-Cambriano na Nova Zelândia (Mortimer *et al.*, 2014).

Hackett (1985) descreve o sudoeste do Oceano Pacífico como uma região de ilhas isoladas, com platôs e cordilheiras submergidas, separados por bacias profundas e trincheiras. Na maior parte da região da Nova Zelândia, a borda da plataforma continental possui isóbaras de 2000 m. Dentro dessa região, embasamentos xistosos, grauvacas e granitoides são expostos em ilhas isoladas. A evidência mais concreta de que a Nova Zelândia um dia formou o supercontinente Gondwana reside nas zonas de fratura oceânicas do Cretáceo Inferior (<85 Ma, adjacentes à Zelândia). De acordo com Hackett (1985), as fraturas no Mar da Tasmânia mergulham em direção a Austrália e as fraturas ao Sul do Oceano mergulham em direção a Antártida (Figura 2).

Estando submersa, a maior parte da Nova Zelândia é inacessível para estudo, mas sua parte continental contém uma ampla variedade de rochas fanerozoicas que preservam o registro da margem convergente do Gondwana (Cambriano ao Cretáceo Superior), do rifteamento no Cretáceo e, subsequente, margem passiva no Cenozoico. Hackett (1985) faz uma distinção entre as rochas do embasamento da Nova Zelândia e a cobertura sedimentar, sendo as primeiras com idades anteriores a 110 Ma, comumente metamorfizadas e altamente deformadas; e as

segundas, com idades posteriores a 110 Ma, bem estratificadas e pouco deformadas. Além disso, as desconformidades no Cretáceo Inferior (ca. 85 Ma) dividem as rochas de cobertura em sequências rifte e drifte. Entre 85-110 Ma, o rifteamento formava semi-grabens associados a depósitos fluviais e marinhos, através do desenvolvimento de núcleos de complexos metamórficos (Hackett, *op. cit.*).

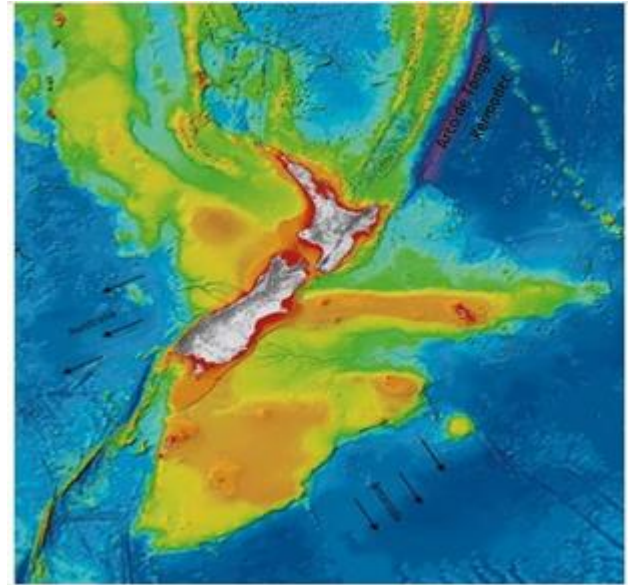


Figura 2 - Mapa mostrando a elevação digital submarina da Nova Zelândia. As zonas de atura no fundo oceânico abissal mostram a direção da separação da Zelândia da Austrália e Antártida. Modificado de NIWA (2012).

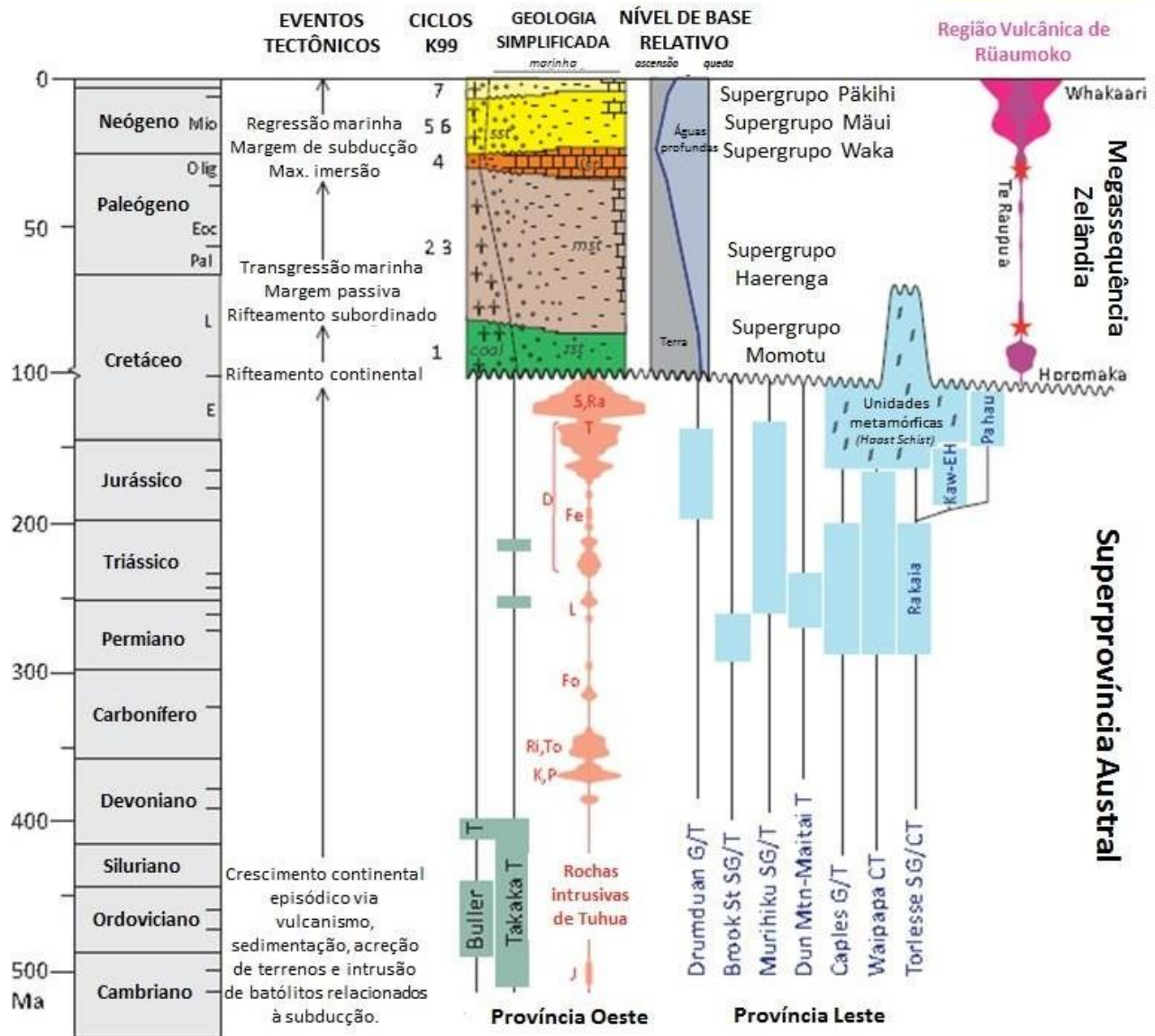
Mortimer (2004) revela que as idades dos embasamentos variam do Cambriano Intermediário ao Cretáceo Inferior; porém nenhuma camada pré-cambriana ou rochas cratônicas são expostas. O material mais antigo da Nova Zelândia foi datado em zircões detríticos em paragneisses do Terreno *Buller*, com idade aproximada de 3402 ± 22 Ma $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Ireland, 1992 *in* Mortimer, 2004), relacionados com eventos de subducção imbricada mais complexos (Terreno *Pahau*, Supergrupo *Waipa*) na parte mais a leste da ilha Norte (p.e.: Cawood *et al.*, 1999 *in* Mortimer, 2004). O granito mais novo da Nova Zelândia no oeste da Ilha Sul foi datado com 82 Ma (Waight *et al.*, 1999 *in* Tost & Cronin, 2015) em cerca de

aproximadamente 100 km da Falha Alpina (o atual limite entre a placa Pacífica-Australiana), a direção dos terrenos de embasamento define uma curvatura oroclinal Cenozoica. Falhas neógenas são muito comuns nessa zona, além de contatos Mezozoico/Paleozoicos que comumente mostram estruturas de reativação.

A Nova Zelândia pode ser hierarquicamente organizada (p.ex.: Mortimer et al., 2014) como mostra a Figura 3. As duas unidades de nível mais alto são a Superprovíncia Austral e a Megassequência Zelândia. Estas abrangem todas as unidades estratigráficas de rochas do embasamento, do Cambriano ao Cretáceo Superior, e de toda a cobertura sedimentar do Cretáceo Inferior ao Holoceno, respectivamente. A maioria dos componentes de alto nível estratigráfico da Superprovíncia Austral estão divididos em: províncias orientais e ocidentais, compostas por 12 terrenos tectonoestratigráficos, 10 suítes ígneas, 5 batólitos e um arco metamórfico (*Haast Schist*). As suítes *Ferrar*, *Tarpauling* e *Jaquier* foram adicionadas às suítes plutônicas existentes para descrever todas as variações de composição conhecida nas intrusivas de *Tuhua* (como exemplificado na Figura 3). A Megassequência Zelândia consiste em cinco unidades predominantemente sedimentares e uma

unidade ígnea. Os supergrupos *Momotu* e *Haerenga* compreendem a porção mais inferior das unidades de rifte ou margem passiva (terrestre para marinhos transgressivos). O Supergrupo *Waka* inclui rochas relacionadas com inundações marinhas máximas associadas à culminação da margem passiva a leste e início da nova subsidência tectônica a oeste. Os supergrupos *Maui* e *Pākihi* compreendem unidades regressivas de sedimentos marinhos terrestres, depositadas durante a convergência de placa no Neógeno. A região vulcânica de *Rūaumoko* é introduzida para incluir todas as rochas ígneas da Megassequência Zelândia (Mortimer et al., 2014).

Existe um amplo consenso entre os geólogos da Nova Zelândia sobre a divisão da Ilha do Sul em terrenos, dispostos nas Províncias Leste e Oeste. Em contrapartida, a nomenclatura na Ilha do Norte é basicamente restrita à cobertura sedimentar e aos terrenos estruturais que se estendem à mesma (Mortimer, 2004). Dessa forma, o embasamento (Figura 4) do Cambriano ao Cretáceo Superior pode ser descrito em termos de nove (principais) terrenos vulcano-sedimentares (Tabela 1), três batólitos regionais (Figura 3) e três cinturões metamórfico-tectônicos que sobrepõem os terrenos e batólitos (Mortimer et al., 2014).



5

Figura 3 - Coluna geológico-estratigráfica da Nova Zelândia com mudança na escala vertical a 100 Ma. As unidades da Superprovincia Austral são dispostas em ordem aproximada oeste-leste, mas nenhum padrão espacial está implícito para a Megassequência Zelândia. Unidades alóctones não são mostradas. Os pulsos ígneos Tuhua e Rūaumoko são apenas esquemáticos. Abreviaturas das suítes plutônicas: S, ponto de separação; Ra, Rahu; D, Darran; T, Lona; Fe, Ferrar; L, Longwood; Fo, Foulwind; R, Cadeia; T, Tobin; P, Paringa; K, Karamea; J, Jaquery. Outras abreviaturas: G, grupo; K99, ciclos de segunda ordem; SG, supergrupo; T, terreno. Modificado de Mortimer *et al.* (2014).

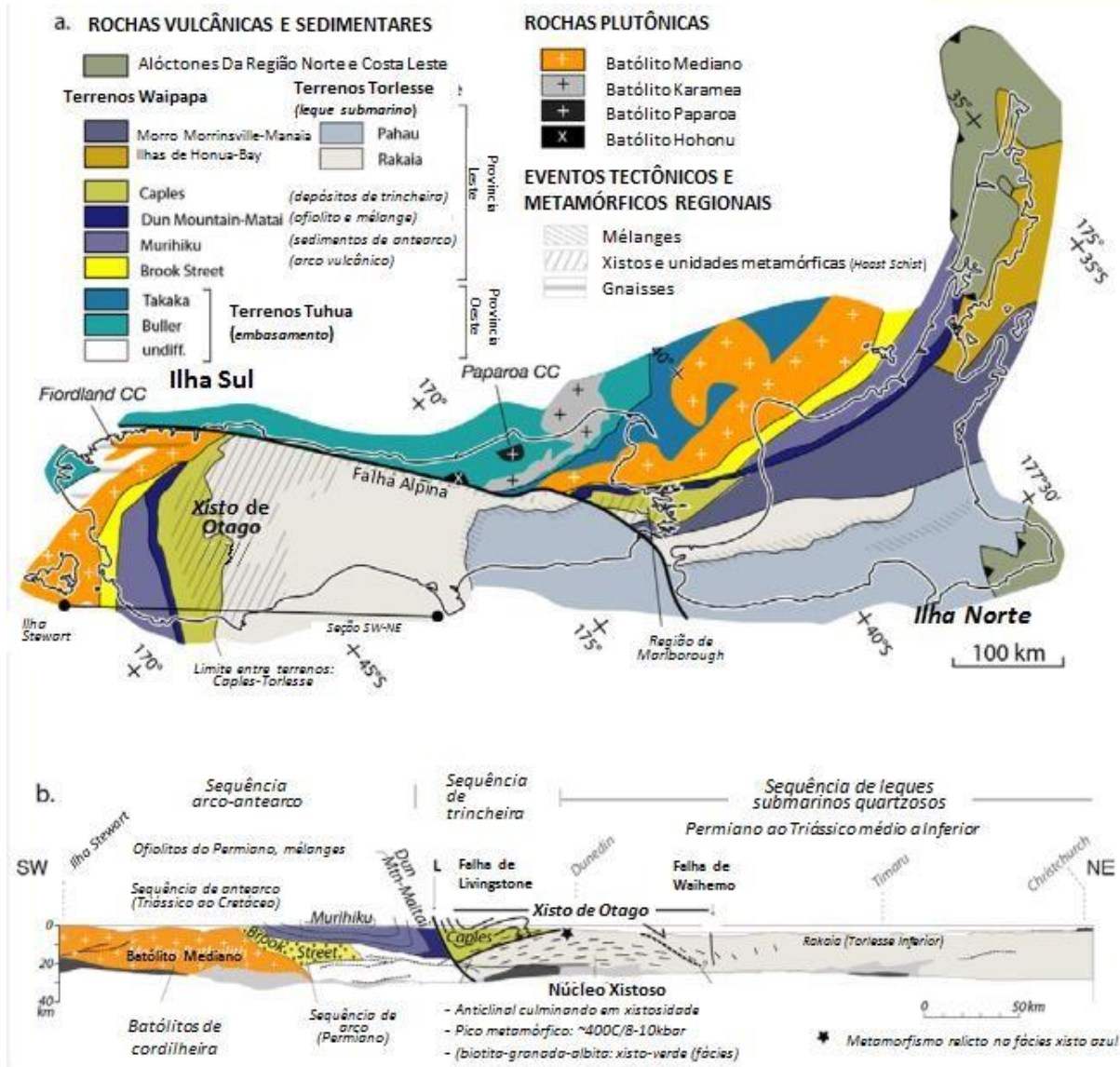


Figura 4 - Geologia simplificada do embasamento da Nova Zelândia. a. Os terrenos (de oeste para leste) são: Buller, Takaka, Brook Street, Murihiku, Maitai, Caples, Waipapa, Rakaia (Torlesse antigo) e Pahau (Torlesse jovem). Os terrenos ocidentais são intrudidos por três plutons compostos (>100 km²) do tamanho de batólitos Karamea-Paparoa, Hohonu e Mediano, bem como por numerosas plutons menores. O Batólito Médio é um batólito de cordilheira que representa o sítio de magmatismos relacionados com subducção de ca. 375-110 Ma. b. Perfil geológico indicado em a.: seção SW-NE. Modificado de Storey (2015).

Tabela 1 - Descrição geológica dos nove principais terrenos tectono-estruturais das rochas do embasamento da Nova Zelândia.

		IDADE	LITOLOGIA	REGISTRO FÓSSIL	MAGMATISMO	CARACTERÍSTICAS ESTRUTURAIS	AMBIENTE TECTÔNICO	LIMITE ENTRE TERRENOS	REFERÊNCIAS	
TERRENOS TECTONO-ESTRUTURAIS DO EMBASAMENTO	PROVÍNCIA OESTE	Buller	Cambriano Inferior ao Devoniano Médio.	Arenitos continentais e argilitos siliciclásticas metamorfizados. Sessão turbidítica presente.	Quartzitos ricos em <i>Graptolites</i> . Variedade Fossilífera (Ordoviciano).	Intrusões do batólito de Karamea (Devoniano).	Evento deformacional (Greenland Event). Almagamento dos terrenos Buller e Takaka (Devoniano).	Margem continental passiva ou ativa. Takaka é marcado pela falha Anatoki	O contato <i>Buller-Takaka</i> é marcado pela falha Anatoki (falha de empurrão).	Cooper (1989); Cooper e Tulloch (1992); Roser e Korsch (1988) <i>in</i> Mortimer <i>et al.</i> (2014). Mortimer <i>et al.</i> (2014).
		Takaka	Cambriano Médio ao Devoniano Médio.	Rochas siliciclásticas, carbonatos, calcários (Ordoviciano) e ortoquartzitos (Siluriano).	Blocos alóctones de carbonatos fossilíferos. Trilobitas cambrianos (fósseis mais antigos datados na Nova Zelândia).	Máficas intrusivas de Riwaka (~375 Ma).	Supergrupos separados pela Orogenia <i>Ross-Delamerian</i> , resultando em misturas metamórficas (<i>Ballon Mélange</i>).	Arco Convergente, arco de Ilha e retroarco. Possivelmente e separado do Gondwana por extensão.	Contato <i>Takaka-Brook Street</i> penetrado por plútons do Batólito Mediano, não mais sendo indentificado como falha.	Cooper (1989); Cooper e Tulloch (1992); Roser e Korsch (1988) <i>in</i> Mortimer <i>et al.</i> (2014).
	PROVÍNCIA LESTE	Brook Street	Permiano	Conglomerado discordante sobre estratos do Permiano. Sucessão de arenitos- argilitos- carbonatos	Única ocorrência conhecida da Zelândia de <i>Glossopteris</i> . Sequências fossilíferas dominadas por braquiópodes e moluscos.	Basaltos piroxênicos e plutons trondhjemitico da costa Sul. <i>Pillow</i> Lavas e gabros isotrópicos primitivos.	Falha de empurrão deslocando o Terreno <i>Brook Street</i> sobre o <i>Murihiku</i> .	Arco oceânico.	A falha empurrão " <i>Letham Cume</i> " marca o contato entre os terrenos <i>Brook Street</i> e <i>Murihiku</i> .	Mortimer (2004); Mortimer <i>et al.</i> (2014).
		Murihiku	Neopermiano ao Jurássico.	Dominantemente arenitos marinhos. Conglomerados, argilitos e tufos presentes.	Faunas cosmopolitas (Triássico). Facies não- marinhas contém carvão fino e fósseis de plantas.	Rochas extrusivas e/ou vulcânicas.	Localizado no núcleo de uma sinclinal de escala regional. Terreno cortado pela falha Alpina.	Antearco de longa duração ou bacia de retroarco.	A falha de <i>Hillfoot</i> marca o contato tectônico entre os Terrenos <i>Murihiku</i> e <i>Maitai</i> .	Mortimer (2004); Mortimer <i>et al.</i> (2014).
		Maitai (ou Terreno <i>Monte Dun</i>)	Permiano Inferior ao Triássico Médio	Sequência vulcanoclástica sedimentar (Triássico); carbonatos; turbiditos arenosos.	Não mencionado.	Sequência ofiolítica cortadas por complexo de diques.	Mélanges no interior do cinturão Ofiolítico <i>Dun</i> , recoberto de forma discordante.	Considerado como a parte basal de uma bacia de retroarco.	O contato <i>Maitai- Caples</i> é marcado pela falha de Livingstone (zona de <i>melange</i>).	Mortimer (2004); Mortimer <i>et al.</i> (2014).
		Caples	Permiano ao Triássico	Predominantemente rochas sedimentares com seqüências vulcânicas próximas à base (<i>pillow</i> lavas, cherts).	Registro fóssil raro.	Riodacitos de média composição e clastos plutônicos.	Tectonicamente imbricados, seqüência fracamente metamorfoseada. Dobras retumbantes redobradas.	Depósitos de cunha acrescionária. Justaposição com o Terreno <i>Rakaia</i> .	O contato com o Terreno <i>Rakaia</i> foi sobreposto pelo arco xistoso de <i>Otago</i> (Haast Schist).	Mortimer (2004); Mortimer <i>et al.</i> (2014).
		Torlesse	Permiano ao Jurássico (<i>Rakaia</i>) e Jurássico Inferior ao Cretáceo Superior (<i>Pahau</i>)	Dominado por arenitos e argilitos. Arenito e argilitos (Jurássico e Cretáceo Inferior); calcários e cherts (Triássico ao Cretáceo Inferior). Presença de Tufo.	Faunas e floras do <i>Rakaia</i> (Permiano ao Triássico) preservadas em seqüências clásticas, similares ao Terreno <i>Murihiku</i> .	Suítas <i>Darran</i> e <i>Ferrar</i> . <i>Pillow</i> lavas.	Estrutura interna complexa; aumento no grau metamórfico (leste para o oeste) no arco metamórfico <i>Haast Schist</i> .	Arco volcanoplutônico continental ativo em uma cunha acrescionária virada para o leste. Ambiente de deposição margem passiva ou ativa indefinido.	O limite entre os Terrenos <i>Rakaia</i> e <i>Pahau</i> é marcado pelo <i>Mélange Esk Head</i> .	Mortimer (2004); Mortimer <i>et al.</i> (2014).
		Waipapa	Permiano Inferior ao Triássico Superior	Predominantemente sedimentos vulcanoclásticos pobres em quartzo. Cherts e calcários presentes.	Não mencionado.	Ofiolitos com elementos de crosta oceânica. Basaltos presentes.	Terreno imbricado, basicamente confinado à Ilha Norte.	Depósitos típicos de trincheira.	Cobertura sedimentar sobreposta ao Supergrupo <i>Waipapa</i> e parte do terreno Buller.	Mortimer (2004); Mortimer <i>et al.</i> (2014).

Geologia da Zona Vulcânica de *Taupo* e Monte *Ruapehu*

Os modelos elaborados nesse trabalho foram baseados em rochas pertencentes à Zona Vulcânica de *Taupo* (ZVT), que está localizada na margem sudeste do arco de *Tonga-Kermadec* (Figura 2) na parte central da Ilha Norte. Esta região pertence a um cinturão de 300 km de extensão (200 km continentais) e 60 km de largura, definido por bordas estruturais de caldeira, chaminés, fumarolas e campos geotermais (Price *et al.*, 2012; Wyering *et al.*, 2014). A forma moderna do referido cinturão coincide com o sistema de riftes conhecido como o rifte de *Taupo*, que é magmático e estruturalmente segmentado. A subducção oblíqua da crosta oceânica (placa do Pacífico) por baixo da placa Indo-Australiana (Figuras 1 e 2) gerou uma bacia de arco/antearco que posteriormente originou a ZVT (Wyering *et al.*, 2014).

A Zona Vulcânica de *Taupo* é uma região do Plioceno a recentes atividades tectônicas e vulcanismo, que se estende na direção nordeste pela porção central na Ilha Norte (Hackett, 1985). As feições estruturais e vulcânicas observadas na ZVT mostram que a mesma é uma depressão vulcano- tectônica, que tem sua porção central preenchida por ignimbritos silícicos, lavas e sedimentos vulcanogênicos. Essa depressão também pode ser entendida como um baixo estrutural e topográfico que se estende de *Ruapehu* a Ilha Branca (*White Island*), podendo se unir à fossa submarina de Havre. Elementos estruturais da parte central da Ilha Norte têm sido destacados e interpretados por Hackett (*op. cit.*) no contexto de convergência tectônica, onde a ZVT (com um padrão estrutural NNE-SSW, Price *et al.*, 2012) é datada por volta do Plio-Pleistoceno a bacias marginais contemporâneas. Recente vulcanismo andesítico e dacítico no lado leste da ZVT é

interpretado como um arco vulcânico que se estende do Centro Vulcânico de *Tongariro* na parte Sul e a Ilha Branca, ao Norte. A maior parte desses eventos expeliram olivina andesitos e andesitos de baixa sílica (49,68%), e uma minoria de basaltos de baixo alumínio. Todas as lavas com fenocristais de olivina são consideradas com menos de 50.000 anos (Cole, 1979 *in* Hackett, 1985).

Hackett (1985) descreve o Monte *Ruapehu* como o maior edifício vulcânico no centro de *Tongariro* e representa cerca de 40% do volume total das rochas vulcânicas intermediárias na ZVT. O pico atinge 2.797 metros e é o ponto mais alto da Ilha Norte. O maciço tem um diâmetro basal de cerca de 19 km e cobre cerca de 255 km². Inúmeras chaminés estiveram ativas durante a história e construíram um cone com um volume atual de 110 km³, que está atualmente ativo. Abaixo do nível de 1.100 metros, é cercado por uma extensa planície em formato anelar (*ring plain*) (Figura 5) de detritos de lahar e depósitos de tefra. Ao Norte, os depósitos vulcânicos de *Ruapehu* fundem-se com aqueles de *Tongariro* e *Ngauruhoe*. Acredita-se que *Ruapehu* tenha sido construído num terreno falhado e dissecado de sedimentos marinhos do Terciário subjacentes a grauvacas mesozoicas (Hackett, 1985). Evidências sísmicas sugerem que o topo da sequência abaixo do centro de *Ruapehu* ocorre aproximadamente no nível do mar, o que é indicativo da presença de falhas normais no embasamento sob o maciço.

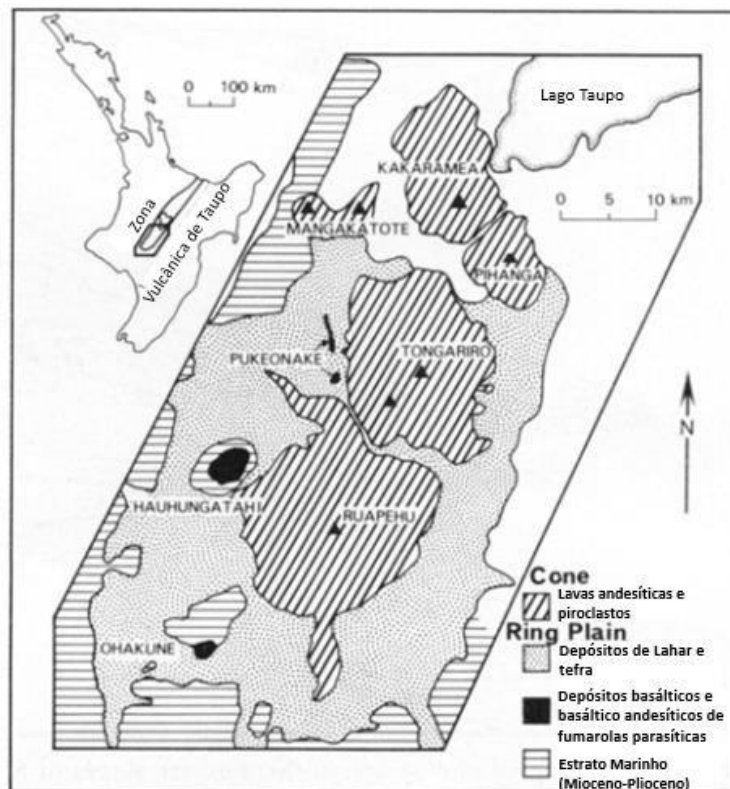


Figura 5 - Mapa mostrando a localização de vulcões andesíticos e planícies anelares (*ring plain*) do Centro vulcânico de *Tongariro*. Fonte: Hackett (1989).

Geologia de *Pinnacle Ridge*

Dentre as quatro Formações (Figuras 1 e 6.a) que constituem o Grupo *Ruapehu* (Hackett, 1985), estabelecidas de acordo com os ciclos eruptivos do vulcão, está a Formação *Te Herenga* (ou *Te Herenga Ridge*). Esta Formação não é exposta sobre áreas extensas, estando basicamente restrita às superfícies dos flancos nas porções norte e nordeste do vulcão (Figura 6.b), a uma elevação aproximada de 1700 metros. Segundo Hackett (1985), a Formação inclui fluxos de lavas, brechas tufozas e corpos intrusivos que são recobertos de forma discordante por depósitos mais novos (por brechas compactadas e tufos). O volume da formação não pode ser estimado precisamente devido à extensa cobertura de depósitos mais jovens e subsequente erosão. Assumindo uma geometria simples de cones vulcânicos e permitindo que o material seja removido por

erosão, o volume original pode ser estimado na ordem de 55 km^3 (Hackett, 1985).

As melhores exposições da Formação *Te Herenga* são encontradas na região de *Pinnacle Ridge*, dando nome ao Membro (Hackett, 1985). Os depósitos são expostos sobre uma área de cerca de $0,8 \text{ km}^2$ e possuem um volume de aproximadamente $0,01 \text{ km}^3$ (Hackett, *op. cit.*). Em seções distais e em elevações mais baixas, os depósitos são constituídos por piroclastos internamente estratificados e bem selecionados (Hackett, *op. cit.*). O Membro *Pinnacle Ridge* possui um mergulho subvertical primário, com porções densas a moderadamente compactadas (Hackett, 1985). Os clastos são essencialmente compostos por púmices moderadamente vesiculares e que apresentam grau de achatamento paralelo às estratificações, dando aos depósitos aparência de ignimbrito. Em porções mais elevadas da cordilheira, os

depósitos ainda exibem estratificação interna mais grossa e, em geral, mais densamente compactada, contendo blocos líticos mais largos da Formação *Te Herenga* (derivados de morenas

laterais e coluvionares). O material magmático juvenil do Membro *Pinnacle Ridge* é um andesito preto com fenocristais de plagioclásio (Hackett, 1985).

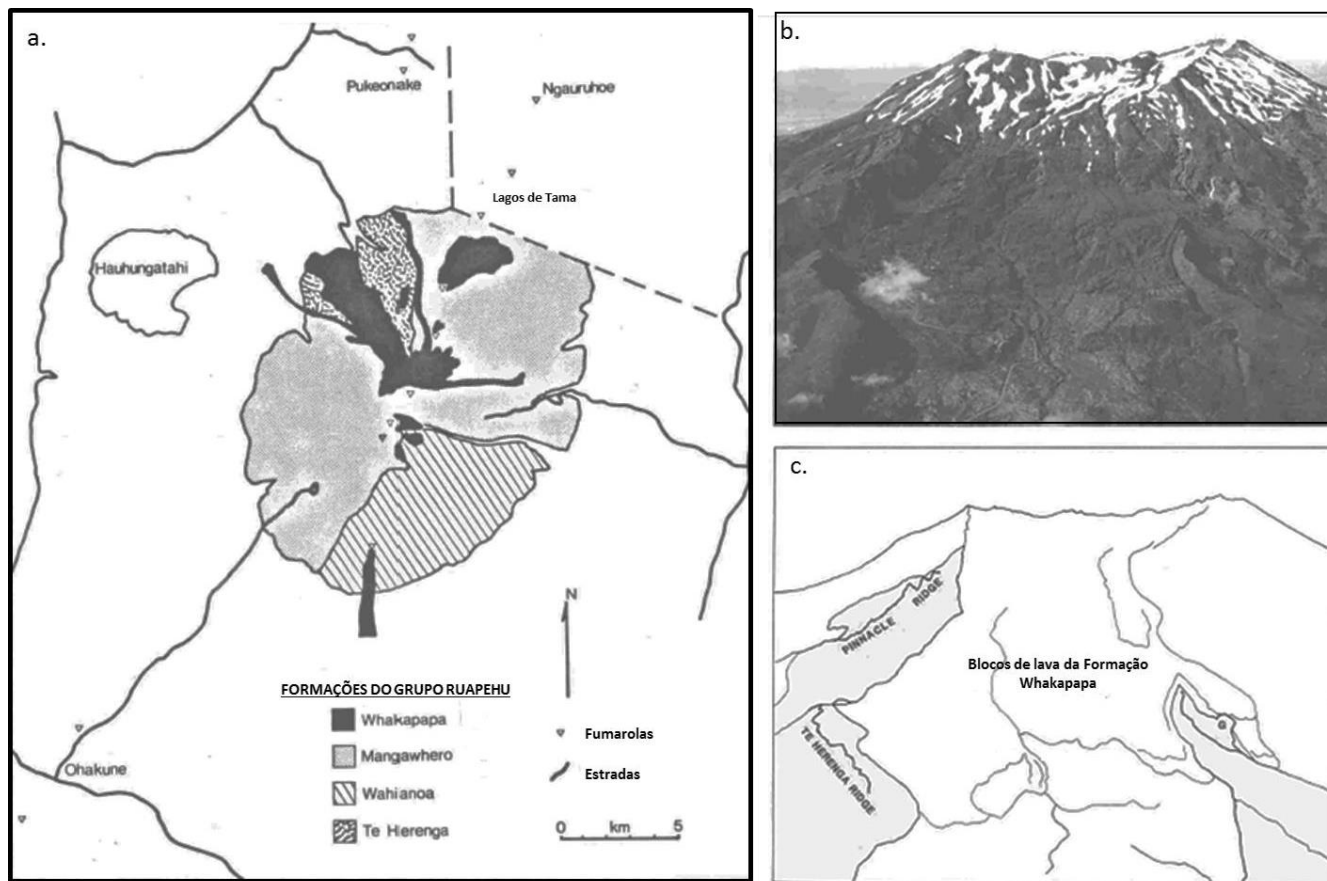


Figura 6 - a) Mapa geológico generalizado do trend regional (alinhado para o Norte) de *Ruapehu* e suas fumarolas relacionadas. Nota-se que fumarolas mais jovens estão alinhadas a falhas. b) Visão aérea dos flancos nordestes de *Ruapehu*. A Formação *Te Herenga* é indicada pelo padrão sombreado. Corpos intrusivos e zona de alteração hidrotermal ao redor dos mesmos são referentes às fácies centrais da porção *Pinnacle Ridge* superior. A porção *Pinnacle Ridge* Inferior, a cordilheira *Te Herenga* e uma cordilheira não nomeada (parte inferior direita em b) consistem em depósitos de fácies proximais – A cordilheira não-nomeada é um andesito capeado por morenas laterais. c) Fluxos de lava da Formação *Whakapapa* que agora ocupam o largo vale glacial que foi desenvolvido no cone de *Te Herenga*. Modificado de Hackett (1985).

Pinnacle Ridge também é definida por Hackett (1985) como uma região cortada por diques e plugs intrusivos, na maioria das vezes cobertos por depósitos de piroclasto de queda, o que também dificulta o estabelecimento da extensão dos mesmos. Os depósitos de *Pinnacle Ridge* e de *Te Herenga Ridge* são classificados como seguimentos profundamente erodidos e

mais velhos de um dos cones do vulcão *Ruapehu* (Hackett, *op. cit.*).

Magmatismo da região de *Ruapehu*, Nova Zelândia

Exemplos de sistemas magmáticos significativamente produtivos na Terra estão associados com margens de placas convergentes, onde a litosfera está sendo

reciclada de volta para o manto (Price *et al.*, 2005). Um caso típico ocorre na fronteira sudoeste da placa do Pacífico entre *Tonga* e a Ilha Norte, na Nova Zelândia. A atividade magmática associada a este limite de placa é marcada por uma cadeia contínua de ilhas vulcânicas e montes submarinos que se estendem de *Tonga* através das Ilhas *Kermadec* (Figuras 2 e 7) e aos vulcões de arco continental da Ilha do Norte (Figura 7). Diversos geoquímicos (Price *et al.*, 2005) sugerem que os magmas relacionados à subducção têm sua origem na cunha mantélica acima de uma placa oceânica subductante. Os processos magmáticos em arcos são, portanto, acionados quando fluidos da placa subductante migram para dentro do sistema e induzem a fusão da cunha mantélica sobrejacente. As fusões produzidas pela interação de fluidos da placa e o manto também interagem com as partes mais rasas da cunha mantélica e a litosfera sobrejacente durante a ascensão à superfície. Dentro do contexto de subducção abordado, encontra-se a presente região de estudo.

O Monte *Ruapehu*, com 2.797 m, é o maior vulcão dacito-andesítico ativo (~110 km³) na zona vulcânica de *Taupo* (ZVT) da Nova Zelândia. A região é afetada por intenso vulcanismo, extensão crustal e elevado fluxo de calor, com uma história eruptiva que se estende por, pelo menos 250 Ma (p.ex.: Hackett, 1985; Hackett & Houghton, 1988;). Embora processos de mistura magmática tenham sido identificados ao longo de todo o espectro eruptivo (de basaltos a riolitos, (p.ex.: Graham & Hackett, 1987), mais de 80% do total do material expelido pelo sistema magmático é riolítico (Price *et al.*, 2005), estando estes presentes desde as primeiras fases de desenvolvimento da ZVT central. Price *et al.* (2005) argumentam que os sistemas

riolíticos em grande escala da região tenham sido precedidos por magmatismo andesítico. Com base nos padrões de vulcanismo preservados no registro geológico em outras partes da ZVT, os autores (Price *et al.*, *op. cit.*) sugerem que os vulcões andesíticos tenham afundado e sido posteriormente soterrados por riolitos tardios durante a extensão crustal propagada ao sul da zona vulcânica central. Atualmente, o principal foco de magmatismo andesítico é na extremidade sul do Centro Vulcânico de *Tongariro*.

As atividades vulcânicas de *Ruapehu* foram resumidas por diversos autores (p.ex.: Hackett, 1985; Donoghue *et al.*, 1995; Gamble *et al.*, 1999; Price *et al.*, 2005), que denotaram uma periodicidade eruptiva evidente de 20 - 30 anos. Grande parte da evidência para as atividades no Holoceno está ausente do edifício erodido, mas é preservada em sequências de tefra na planície que circunda o vulcão (*plain ring*) (Donoghue *et al.*, 1994 in Gamble *et al.*, 1999). Amostragens dos depósitos de tefra mostram que a atividade durante o final do Holoceno foi centrada sobre a presente cratera e que o estilo eruptivo tem sido tipicamente freatomagmático. Evidências de atividades vulcânicas no Quaternário inferior são preservadas nas sequências de fluxo de lava próximas a fumarolas nas partes expostas no edifício erodido, que foram subdivididas estratigraficamente com base nas discordâncias mapeáveis ressaltadas por atividades glaciais (Hackett, 1985; Hackett & Houghton, 1989). Tanto as sequências de tefra, quanto as sequências próximas às fumarolas coincidem com explosões episódicas e intenso crescimento do cone vulcânico, separadas por períodos de desnudamento e menor atividade.

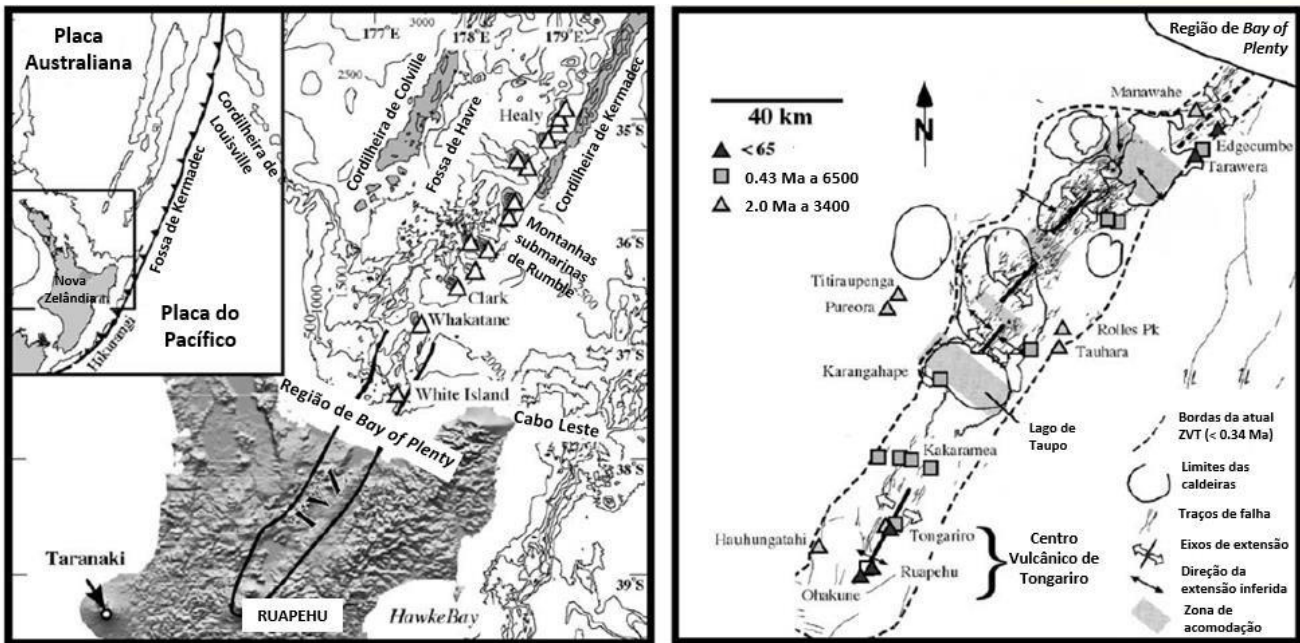


Figura 7 - O painel da esquerda (Wright *et al.*, 2003 in Price *et al.*, 2005) mostra a extremidade sul do arco de *Kermadec* e sua extensão para a ZVT, na Ilha Norte, Nova Zelândia (indicada como uma elipse preta aberta). *Taranaki* é o mais novo de quatro vulcões que formam um lineamento (indicado pela seta) ao longo do qual o vulcanismo torna-se progressivamente mais jovem para o sudeste. ZVT é a zona vulcânica de *Taupo*. O painel da direita é um mapa estrutural detalhado da ZVT (Rowland & Sibson, 2001 in Price *et al.*, 2005). Os vulcões andesíticos e dacíticos associados com a ZVT são mostrados de acordo com a idade estimada de acordo com os símbolos (triângulos e quadrados). Modificado de Price *et al.* (2005).

Gamble *et al.* (1999) reuniram dados geoquímicos e petrológicos a partir da amostragem de erupções ocorridas em *Ruapehu* durante o período de 1945-1996 para ilustrar a complexidade da variação geoquímica de curto prazo em arcos vulcânicos. Os estudos também levaram em consideração dados das erupções pré-históricas a fim de comparar o caráter evolutivo de longo prazo dos processos magmáticos e da natureza do sistema de canais embaixo do vulcão *Ruapehu*.

Além das amostras coletadas das paredes da cratera ativa do domo de lava em 1996, os produtos gerados pelo vulcão *Ruapehu* durante o período de 1945-1996 (chamadas pelos autores de erupções modernas) são classificados como bombas de lava de composição andesito-dacíticas, porfiríticas e com vesículas de tamanhos variáveis (Gamble *et al.*, 1999). A partir da análise modal das amostras, Gamble *et al.* (*op. cit.*) observaram

que a concentração de SiO_2 e Al_2O_3 total da rocha versus a percentagem do volume da matriz para andesitos modernos e pré-históricos não revelam forte covariação entre a composição química e o conteúdo de cristal, o que implica que a composição do magma não é simplesmente controlada pela composição dos fenocristais.

Gamble *et al.* (*op. cit.*) também identificaram indícios de desequilíbrio cristal-líquido a partir de observações petrográficas. Os fenocristais presentes nas bombas vulcânicas são majoritariamente plagioclásio, comumente zoneados e apresentando núcleos cálcicos (até An90) e bordas ricas em Na (An54), mas muitas vezes mostrando forte oscilação. As bordas dos fenocristais estão geralmente em equilíbrio com os microfenocristais da matriz. Em alguns casos, os cristais de plagioclásio estão crivados por inclusões de fluidos, sendo estas também comuns em fenocristais de piroxênio.

Clinopiroxênio ocorre em várias formas distintas, podendo aparecer com núcleos verde-pálidos (mais ricos em Fe, comumente reabsorvidos e contendo inclusão de fluidos em contraste com as bordas exteriores incolores) ou com núcleos incolores (repletos de inclusões de fluidos, que são revestidos por bordas de cor verde). Outros são incolores por toda parte, mas novamente contendo inclusão de fluidos. Ortopiroxênio é fracamente pleocróico. Os cristais têm comumente 1-2 mm de diâmetro, contendo inclusões e grãos raros são margeados por clinopiroxênios (Gamble *et al.*, *op. cit.*).

Kilgour *et al.* (2013) utilizaram os dados das amostras da erupção de 1996 de Gamble *et al.* (1999) para analisar a evolução geoquímica dos sistemas magmáticos de *Ruapehu*. Os dados revelam que enquanto há uma distinção clara entre cada erupção nas rochas, as inclusões apresentam diferenças consideravelmente discretas e por vezes se sobrepõem. As análises feitas por Gamble *et al.* (1999) em amostras de

todas as erupções de 1945-1996 mostram padrões para Elementos Terras Raras (ETR) semelhantes entre si (Figura 8.a). Uma pequena anomalia negativa de Eu é perceptível em todas as amostras. As amostras com maiores concentrações de SiO₂ mostram os maiores teores totais de ETR. As parcelas normalizadas para o diagrama multi-elementar (Figura 8.b) mostram apenas pequenas diferenças entre as amostras das erupções modernas. A amostra mais enriquecida é apenas duas vezes maior que a amostra menos enriquecida.

Dados químicos de lavas pré-históricas do vulcão *Ruapehu* definem campos lineares com aumento de K₂O e diminuição de Fe₂O_{3tot} (ferro total), enquanto há um aumento em SiO₂, e também pelo aumento das concentrações de Rb, Ba com o aumento de Zr. Estas tendências podem ser consistentes como diferenciação magmática, mistura ou a combinação destes processos (Graham & Hackett, 1987 *in* Gamble *et al.*, 1999).

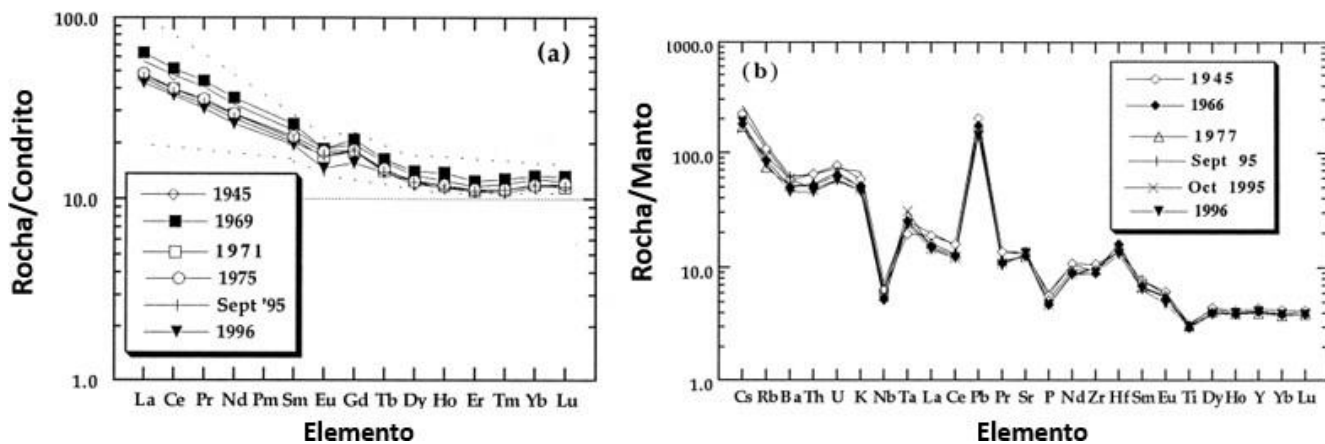


Figura 8 - (a) Padrões típicos de elementos terras raras (normalizados para condrito de Thompson) e (b) diagrama de multi-elementos (normalizados para o manto) para erupções em *Ruapehu* de 1945-1996. Nota-se a semelhança global dos padrões de ETR, a anomalia negativa de Eu e a crescente inclinação de ETRL Terras Raras Leves) com o aumento do teor total ETR. O campo de lavas pré-Ruapehu é colocado dentro das linhas tracejadas. Os valores no diagrama multi-elemento (b) mostram o esgotamento de Nb e Ti e enriquecimentos (Cs, Rb, Pb) típico de magmas relacionados a zonas de subducção. Modificado de Gamble *et al.* (1999).

Dados isotópicos de elementos como Sr, Nd e Pb para as erupções de 1945-1996 mostram uma variação apreciável, sobrepondo-se com os

dados pré-históricos, indicando que os magmas tiveram fontes similares e que cristalização fracionada não pode explicar a variação nas

lavas. Além disso, em uma escala de tempo de 50 anos, não há variação química simples ou sistemática nas lavas modernas, mostrando variações nas composições radiogênicas. Na Figura 9, os valores de SiO_2 e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para as lavas de 1945-1996 e o pacote de lavas pré-históricas (*Whangaehu Gorge*: Price *et al.*, 1997 in Gamble *et al.*, 1999) incisas no flanco oriental de Ruapehu podem ser comparados com o aumento geral de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ com SiO_2 identificados por (Graham & Hackett, 1987 in Gamble *et al.*, 1999) em rochas de todas as idades. Embora confirmando esta tendência de uma forma geral, os dados de dois períodos de

tempo distintos não traçam uma tendência comum. Cada um define uma trajetória diferente e nenhum destes coincide com as tendências definidas pelo conjunto de dados agrupados. As amostras de 1995-96 e outras a partir do registro pré-histórico (p.ex.: Hackett, 1985; Graham & Hackett, 1987; Price *et al.*, 1997) também mostram evidências petrográficas para os processos de mistura magmática, incluindo assembleias de fenocristais complexamente zonados, faixas de púmices e inclusões de fluidos de composições variáveis em fenocristais.

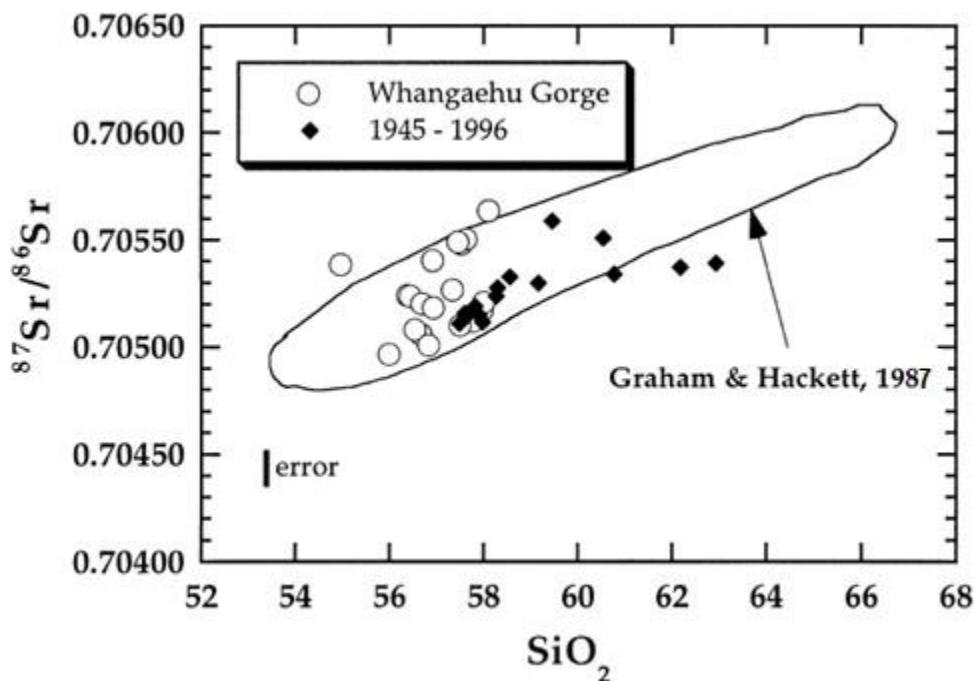


Figura 9 - Diagrama de SiO_2 versus razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para lavas modernas, pré-históricas (seção Whangaehu Gorge: Price *et al.*, 1997 in Gamble *et al.*, 1999) e todas as lavas de Ruapehu (Graham & Hackett, 1987). Este diagrama demonstra, por diferentes pacotes de lavas, o aumento global das relações de isótopos radiogênicos com o aumento SiO_2 , mostrando que processos semelhantes operam em diferentes escalas durante a vida útil do vulcão. Os dados para pacotes discretos de lavas, entretanto, definem tendências sutilmente distintas. Modificado de Gamble *et al.* (1999).

De acordo com Gamble *et al.* (1999), as características acima apresentadas podem ser de tal maneira equivalentes a processos de mistura entre magmas que contêm suas próprias suítes de cristais carregados. Segundo a análise coletiva dos dados, a abundância de SiO_2

e as taxas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ tendem a aumentar ao longo do tempo, consistentes ao amplo controle por processos de assimilação e cristalização fracionada (AFC). No entanto, os magmas gerados durante os últimos cinquenta anos mostram variabilidades geoquímicas

correspondentes à maior parte das erupções ao longo de toda a história do vulcão. A abrangente flutuação da composição do magma durante um intervalo de tempo relativamente curto reflete os efeitos dos processos associados a eventos de reinjeção magmática dentro do vulcão (Hackett, 1985; Gamble *et al.*, 1999; Price *et al.*, 2005).

Eventos de reinjeção magmática e de reposição têm sido implicados em uma série de recentes erupções em vulcões de arco (Pallister *et al.*, 1992; Murphy *et al.*, 1998 *in* Gamble *et al.*, 1999). Nestes casos, supõem-se que os eventos eruptivos tenham sido provocados pela injeção de magmas mais quentes e mais máficos em magmas relativamente mais frios e félsicos, promovendo o aquecimento da porção estagnada, redução da viscosidade, convecção, mistura magmática e erupção.

Com base na similaridade petrográfica de lavas históricas e pré-históricas, Gamble *et al.* (1999) assumem que eventos semelhantes tenham desempenhado um papel em toda a vida do Ruapehu, mas que os volumes de magma tenham variado com o tempo em até várias ordens de magnitude.

Estas recargas a curto prazo e os efeitos de mistura são impostas sobre processos evolutivos contínuos de longo prazo. Alguns pacotes de lavas exibem provas petrográficas convincentes de mistura de magmas, porém em outros a evidência é mais sutil (Graham & Hackett, 1987 *in* Gamble *et al.*, 1999). As variações geoquímicas e petrográficas temporais dentre os magmas expelidos são moduladas, portanto, por processos de mistura magmática (*mingling e mixing*) entre magmas frescos, magmas estagnados e cristais assimilados de eventos anteriores que permaneceram no edifício vulcânico, provavelmente em diques e soleiras.

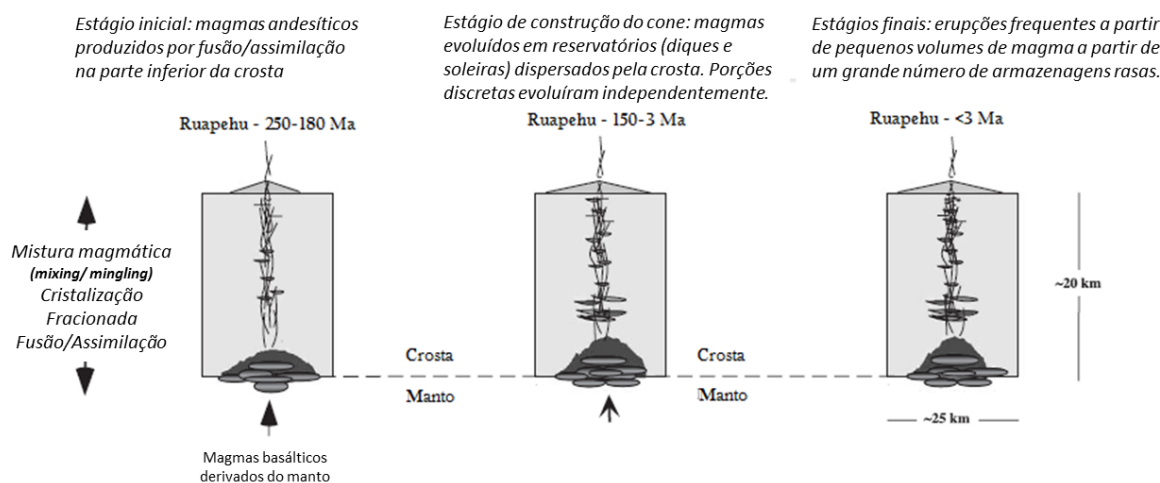
Price *et al.* (2005) estabeleceram um modelo para a evolução temporal progressiva dos sistemas magmáticos andesítico e riolíticos na ZVT (Figura 10). Segundo o modelo, andesitos são gerados através da interação de magmas derivados da fusão mantélica, com menores influências do derretimento crustal e de materiais residuais. As diferenças entre os andesitos de *Ruapehu* refletem contrastantes condições físicas durante a fusão, bem como variações sutis nas composições do manto e fonte crustal. Em muitos casos, o componente da crosta parece dominar e ter sido aumentado em níveis mais elevados durante a cristalização fracionada, assimilação e fusão da crosta enquanto os magmas ascendiam à superfície (Price *et al.*, *op. cit.*). Os sistemas magmáticos riolíticos na ZVT evoluíram conforme a extensão e estiramento crustal, aumentando os gradientes térmicos de modo que o derretimento da crosta se tornou progressivamente mais significativo. As intrusões andesíticas antecedentes são refundidas e recicladas enquanto o sistema atinge a maturidade térmica. Andesitos e riolitos na ZVT estão diretamente relacionadas e representam diferentes aspectos de um espectro contínuo e evolutivo de processos petrológicos pelos quais uma nova crosta é formada, cresce e é reciclada (p.ex.: Price *et al.*, 1997; Gamble *et al.*, 1999; Price *et al.*, 2005).

Baseando-se nas conclusões de Gamble *et al.* (1999), entende-se que o sistema de canalização superficial do vulcão *Ruapehu* é aberto, sendo alimentado por reinjeções periódicas de magma em um complexo de lacólitos ou diques sob o conduto ativo. Os autores também sugerem que as erupções de 1995-96 resultaram de um influxo de novo magma, deslocando o magma que provavelmente residia em bolsões abaixo do vulcão desde o evento de injeção anterior na década de 1960. Em uma escala de tempo aproximada da vida ativa de um vulcão típico de

arco (~500 ka), se o magma é armazenado e resfriado em um sistema de diques e *sills* complexos, pode com o tempo, tornar-se mais difícil para fluidos em ascensão penetrarem o sistema de diques, resultando em câmaras magmáticas subvulcânicas (Hildreth & Lanphere, 1994 in Gamble *et al.*, *op. cit.*). Alternativamente, estes fluidos podem fornecer calor para o sistema de embasamento, aumentando o

potencial de interação crustal. Inevitavelmente, isso ocasionará o fracionamento intracrustal e contaminação, ajudando a produzir as tendências globais observadas de aumento do teor de SiO₂ e das razões de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr com o tempo. Este processo culminará, portanto, no declínio da intensidade eruptiva e eventual extinção da atividade vulcânica (Gamble *et al.*, *op. cit.*).

Sistemas Magmáticos Andesíticos



Sistemas Magmáticos Riolíticos

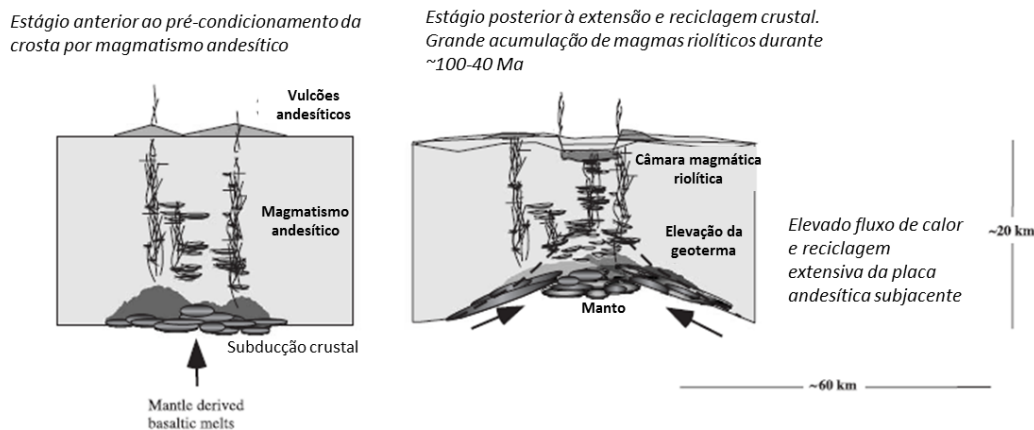


Figura 10 - Diagramas esquemáticos que ilustram modelos para a evolução temporal progressiva dos sistemas magmáticos andesítico e riolíticos na ZVT. Os sistemas andesíticos são iniciados como derivados mantélicos que foram introduzidos na crosta inferior, resultando em cristalização fracionada, transferência de calor e fusão parcial. A incorporação de porções fundidas na crosta e materiais residuais associados à fusão e fracionamento produz andesitos basálticos. O sistema de dutos andesíticos alimentadores abaixo do vulcão torna-se progressivamente mais complexo, com magmas armazenados e em evolução em soleiras e diques dispersos ao longo da crosta (p.ex.: Price *et al.*, 1997; Gamble *et al.*, 1999 in Price *et al.* 2005). Conforme a extensão e afinamento crustal progredirem, o aumento das geotermas (advecção) resulta em fusão crustal em larga escala. Os sistemas andesíticos anteriormente formados são, portanto, reciclados e os extensos sistemas de armazenamento riolíticos são progressivamente sobrecarregados em profundidades relativamente rasas. Modificado de Price *et al.* (2005).

3. MÉTODOS DE TRABALHO

Os métodos utilizados para a execução deste trabalho incluíram os seguintes itens:

1. Revisão temática com base em leitura de textos relativos aos seguintes tópicos:
 - a. Mecanismos de transferência de calor: definições e conceitos;
 - b. Modelagem termal: conceitos e aplicações;
 - c. Modelagem térmica aplicada a rochas ígneas;
 - d. Breve contexto regional;
 - e. Magmatismo da região de *Ruapehu*, Nova Zelândia;
 - f. Perfis de alterações em sistemas geotermiais.
2. Atividades de Campo - As seguintes atividades foram realizadas no decorrer de cinco dias para a avaliação da área:
 - a. Mapeamento e fotografia do pináculo;
 - b. Mapeamento de fraturas através do método *Scanline*;
 - c. Avaliação de determinação de pontos para o posicionamento de permeâmetros;
 - d. Breve descrição mineralógica e classificação de rochas;
 - e. Análise comparativa (com base em observações de campo e na literatura) entre materiais alterados em possível relação à atividade ígnea;
 - f. Identificação e escolha de intrusões relevantes ao modelo, bem como a coleta de parâmetros necessários para o mesmo.

3. Compilação de dados

- a. Compilação de parâmetros geológicos (mais especificamente aqueles que não puderam ser obtidos no campo, como, por exemplo: condutividade térmica e difusividade) necessários à elaboração dos modelos térmicos.

4. Gabinete

- a. Elaboração dos modelos térmicos de campo unidimensional (1D) para a modelagem proposta;
- b. Testes dos referidos modelos;
- c. Análise de dados e resultados para a elaboração de artigo.

Quatro documentos foram anexados ao presente artigo científico sob a forma de materiais suplementares, quais sejam: a) Análise de fraturas pelo método de linhas de varredura ([Apêndice I](#)), b) Modelagem Termal - Conceitos e aplicações ([Apêndice II](#)), c) Modelagem Térmica aplicada a rochas ígneas e sistemas geotermiais ([Apêndice III](#)) e d) Perfis de Alteração em sistemas geotermiais ([Apêndice IV](#)). Tais documentos são importantes para um melhor entendimento do estudo discutido no presente artigo científico.

4. RESULTADOS

Neste tópico serão abordadas as características geomorfológicas e petrológicas observadas em campo. Vale ressaltar que a análise do efeito térmico das intrusões magmáticas na área corresponde a uma etapa complementar aos estudos realizados por Mordensky *et al.* (2016) em sua tese de doutorado. Vale denotar que o autor mencionado está desenvolvendo pesquisas atualmente que dão continuidade aos

estudos ora apresentados. Sendo assim, o mapeamento em questão foi objetivado para o reconhecimento inicial da área, além da coleta de dados para a inserção no modelo térmico.

A área estudada, localizada nos arredores da estação de esqui de *Whakapapa*, é ilustrada no mapa da Figura 11, onde os pontos mapeados são indicados e descritos conforme a Tabela 2. A Figura 12 dá uma visão lateral 3D dos pontos na cordilheira, que possui orientação principal NNE-SSW.

A partir das observações gerais de campo, é possível o reconhecimento de três fácies distintas em *Pinnacle Ridge*: a) lavas andesíticas (em forma de depósitos de fluxo de lava e *lahars* e soleiras variavelmente alteradas; brechas andesíticas variavelmente alteradas; b) diques dioríticos e intrusões do tipo stock (intrusões discordantes de pequeno porte). Estas observações corroboram os dados obtidos na literatura (Hackett, 1985), como previamente mencionado. Pulsos de *lahar* podem ser identificados na cordilheira (Figura 13.a). As estratificações internas indicam o movimento do fluxo (para SSW), além de facilitar o reconhecimento de estruturas discordantes, como as intrusões (Figura 13.a) e os diques (Figura 13.b e 15) mapeados.

Os efeitos de eventos intrusivos nas rochas hospedeiras são consideravelmente heterogêneos em áreas proximais (<200 m) às intrusões em *Pinnacle Ridge* (Figura 13.a). Os dados obtidos sugerem que eventos subsequentes de intrusão alteraram a mineralogia das rochas e as propriedades das juntas existentes. Intrusões inalteradas e lavas expressam uma história de deformações rúpteis, formando um terreno vertical e instável, contrastando com fácies alteradas (por ação intempérica) para taludes mais brandos (Figura 13.a e 13.b).

De forma geral, o efeito térmico das intrusões alterou entre cerca de 400 a 500 metros a partir da intrusão central (Figura 13.a). É importante frisar que, nesse caso, o campo de alteração à esquerda da intrusão central é limitado já que o mesmo é coberto por *lahar*. As partes distais à direita da intrusão central aparentam estar alteradas dentro da faixa de 500 metros, embora o pacote de neve tenha impedido uma delimitação precisa. Sendo assim, a extensão da área alterada por baixo da camada de *lahar* não é descartada.

As áreas alteradas são facilmente detectadas pela cor alaranjada, em contraste ao acinzentado das encaixantes. A alteração também causou mudanças nas propriedades mineralógicas das rochas, principalmente daquelas mais próximas das intrusões. Isso também pode ser observado devido à perda do magnetismo nas rochas mais próximas ao contato (Figura 14). As mesmas encontram-se mais fraturadas, apresentando uma cor alaranjada mais evidente.

A descrição detalhada das rochas não foi realizada devido à logística do mapeamento, por se tratar de um período de reconhecimento da área. Adicionalmente, a mesma é considerada patrimônio cultural indígena (*Mahori*) pelo Departamento de Preservação Ambiental da Nova Zelândia. Dessa forma, a coleta de amostras sem autorização e justificativa relevante é considerada ilegal. Portanto, somente a descrição no local e estudos feitos a partir das amostras no próprio afloramento possibilitaram a identificação das rochas (Tabela 3). Os estudos mais avançados, com respeito às fases de alteração e mineralogia, foram fortemente baseados na literatura (principalmente em Hackett, 1985).

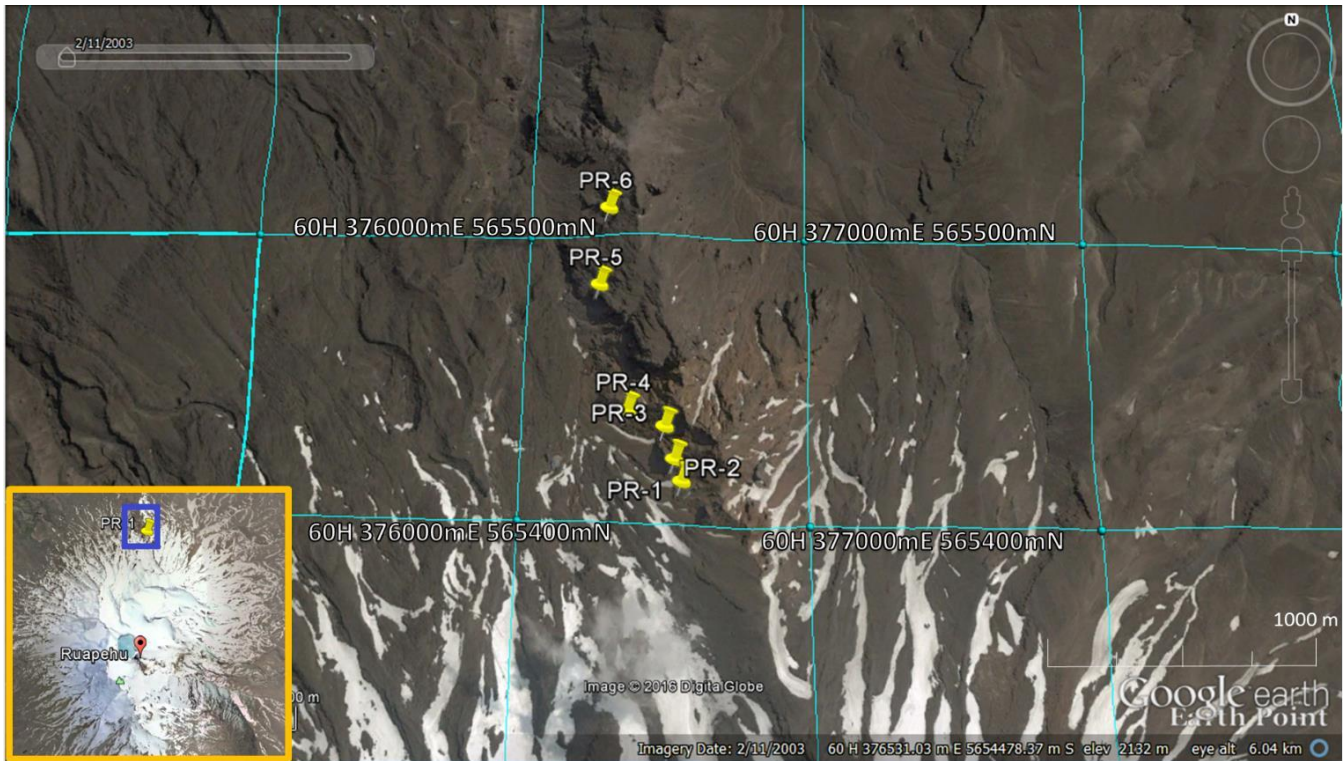


Figura 11 - Mapa de pontos da área de estudo em *Pinnacle Ridge*, na ZVT, Nova Zelândia. Os pontos e suas respectivas coordenadas são descritos na Tabela 2. Em destaque (quadrado amarelo) está a localização da área mapeada em relação ao Monte *Ruapehu*, demarcada de azul. Fonte: Imagem do Google Earth (02/11/2003).

Tabela 2 - Sumário de descrições dos pontos segundo o mapa (Figura 11).

Ponto	Coordenada UTM	Coordenadas Geográficas	Descrição
PR-1	376547.00m E 5654092.00m S	39°15'13.38"S 175°34'9.18"E	A rocha é cinza-amarronada, relativamente alterada, e fortemente fraturada. Magnetismo fraco identificado. Minerais identificados: quartzo, álcali-feldspato, anfibólio, magnetita, epidoto e argilominerais brancos. A rocha pode ser identificada como uma intrusão de composição dacítica a andesítica alterada (Figura 15b).
PR-2	376522.00m E 5654167.00m S	39°15'10.94"S 175°34'8.18"E	Flanco direito da intrusão principal. A rocha cinza-amarronada, com indícios de alteração. Possíveis juntas de resfriamento dão à rocha uma característica muito fraturada. É possível quebrar a rocha sem esforços com o uso do martelo. Dacito-andesito fortemente magnético. Minerais identificados: anfibólio, plagioclásio, magnetita e argilominerais brancos.
PR-3	376487.00m E 5654277.00m S	39°15'7.35"S 175°34'6.80"E	Flanco esquerdo da intrusão. Aparente intensificação das fraturas nas bordas da intrusão quando comparadas ao centro da mesma. Fraturas poligonais são identificadas. Posicionamento do <i>Scanline 1</i> (Apêndice I). A rocha está alterada e tem composição dacítica a andesítica.
PR-4	376355.00m E 5654328.00m S	39°15'5.63"S 175°34'1.32"E	Rocha relativamente similar à intrusão principal, porém com faces fortemente alteradas. Há duas partes diferentemente magnetizadas (Figura 15). No lado não alterado do contato, a rocha é cinza e o magnetismo é mais forte. No lado mais alterado do contato, a rocha é alaranjada, as fraturas são mais marcantes e há perda de magnetismo. A porosidade primária (vesicular) também aparenta ser menor na face mais alterada. As vesículas são facilmente reconhecidas nas encaixantes e encontram-se levemente orientadas.
PR-5	376245.00m E 5654772.00m S	39°14'51.18"S 175°33'57.03"E	Visão frontal do dique central. Diques dioríticos cortam um depósito de Lahar. Posicionamento do <i>Scanline 2</i> . (Figura 14b). Os diques estão muito alterados (laranja avermelhado) e muito fraturados. As faixas de Lahar entre os diques encontram-se brechadas (Figura 15c) e muito alteradas.



Figura 12 - Visão lateral 3D da cordilheira com a indicação dos pontos mapeados. Fonte: Imagem do Google Earth (02/11/2003).

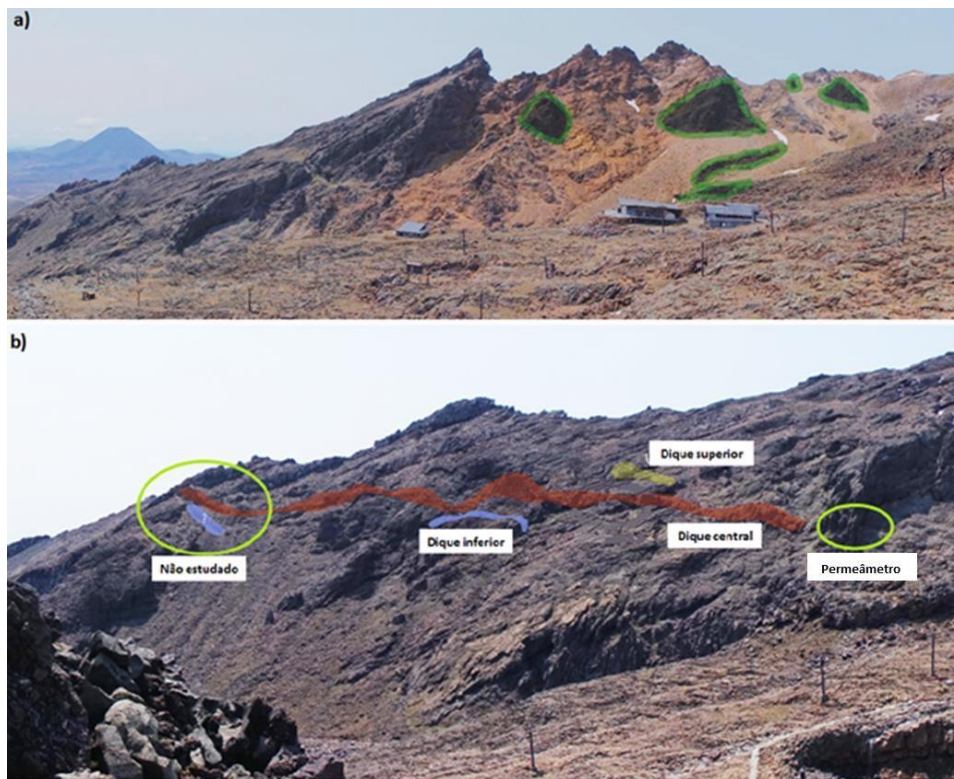


Figura 13 - Foto evidenciando a identificação e posicionamento das estruturas descritas. a) As intrusões estão representadas pela cor verde (escala: intrusão central com cerca de 142 metros de largura); b) Localização dos diques modelados e posicionam.

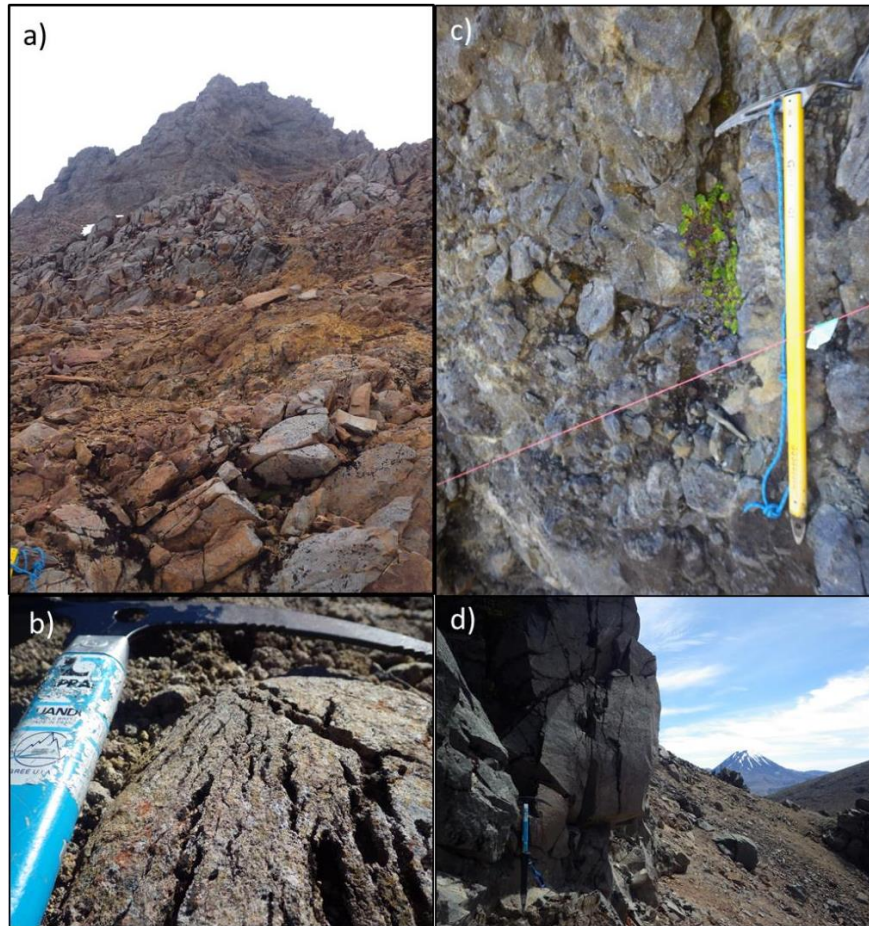


Figura 14 - Fotografias ilustrando as características das rochas observadas em campo. a) Rochas encaixantes altamente fraturadas e alteradas; b) Abertura das fraturas nas rochas intrusivas; c) Scanline nas brechas adjacentes aos diques; d) disposição de fraturas no dique superior.

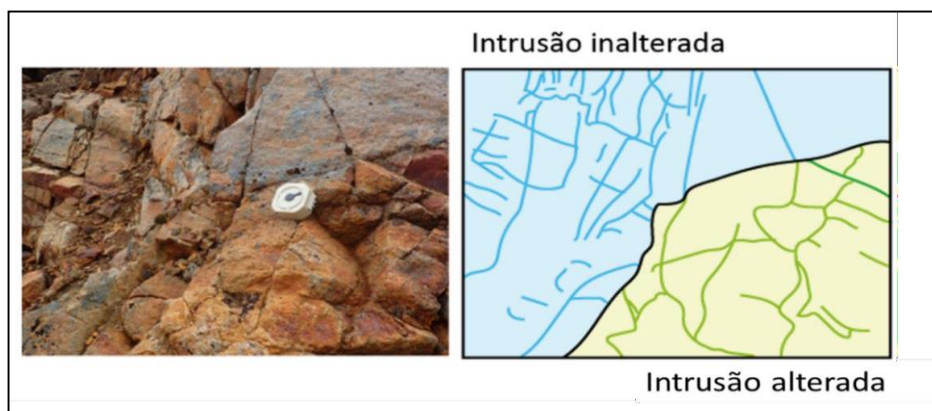


Figura 15 - Representação esquemática das juntas nas faces alteradas (verde) e não alteradas (azul) da intrusão. Modificado de Mordensky *et al.* (2016).

Há discontinuidades nos regimes do fluxo de rochas. Em todas as faces é possível identificar juntas de resfriamento. Segundo Hackett (1985), tais juntas se encontram relacionadas com a deposição primária, sendo sobrepostas por juntas regionais extensas. As juntas observadas são predominantemente subparalelas à orientação regional NNE-SSW das estruturas (Mordensky *et al.*, 2016). *Scanlines* (ou “linhas de varredura”, [Apêndice I](#)) revelam um sistema de juntas poligonais e planares nas lavas e intrusões não alteradas. Em contraste, lavas e intrusões alteradas hospedam sistemas de juntas menos regulares e menos densas (Figura 15). As lavas e brechas depositadas próximas às intrusões são alteradas de modo pervasivo para argilominerais e sulfetos. Alterações de montmorilonita e ilita na margem das intrusões são controladas pelas juntas (Hackett, 1985).

Na área de estudo também foram realizadas análises com o permeâmetro (aparelho portátil utilizado para a obtenção da condutividade hidráulica, coeficiente de armazenamento e matriz potencial de fluxo em solos e rochas; Borges *et al.*, 1999) para examinar a disposição da permeabilidade próxima às áreas de intrusão. É possível identificar, a partir da Figura 16, que as áreas de maior permeabilidade estão dispostas nas regiões imediatamente ao redor dos diques.

Os dados coletados para os modelos tiveram como base as medidas de campo obtidas para as intrusões e diques, com enfoque na largura e posicionamento (distância entre as intrusões) conforme ilustrados nas Figuras 13 e 17. Os dados de três intrusões dacítica a andesíticas (Figura 13.a) com espessuras de 54 m, 142 m e 66 m foram utilizados. Além disso, três diques dioríticos (Figuras 13.b e 14), com espessuras de 1 m, 3 m e 2,56 m, também serviram de fonte de coleta. Observa-se que tanto as intrusões maiores como os diques são parcialmente cobertos por camadas de detritos provindos da cordilheira, deslocados em épocas de degelo. Devido à instabilidade do terreno, alguns pontos foram descartados durante a realização da etapa de campo. Tanto os diques quanto as intrusões maiores foram considerados paralelos entre si. As atitudes reais dos diques estão contidas na Figura 17. As intrusões têm atitude média de 120/75.

As informações referentes à qualidade das rochas (níveis de alteração, reologia, porosidade e fraturas) não foram consideradas como parâmetros para o modelo, porém foram utilizadas durante a discussão da aplicabilidade das mesmas em sistemas geotermiais.

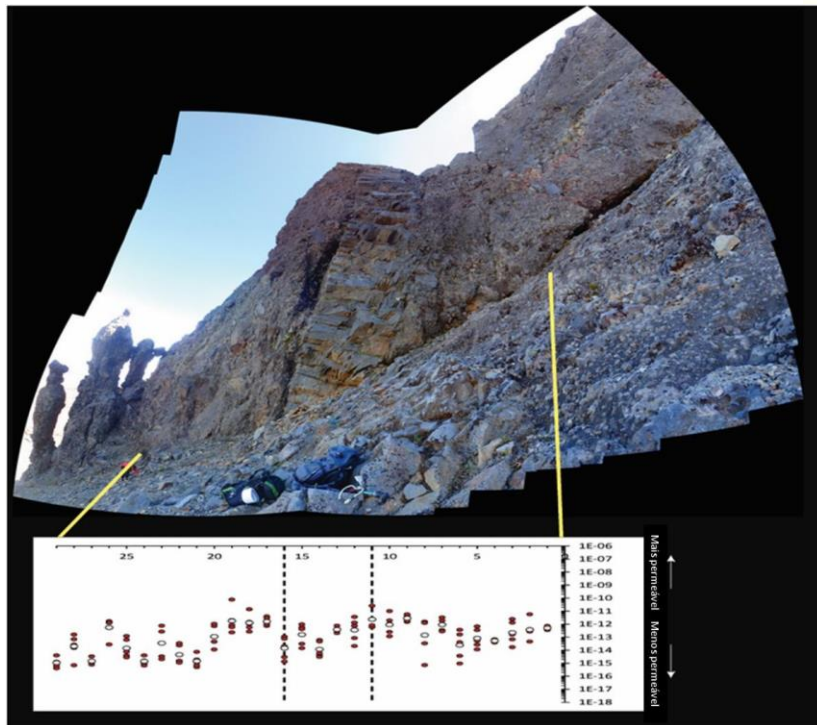


Figura 16 - Visão do dique principal (3 m) e dados de permeabilidade baseados em interpretações por meio de testes com permeâmetro. As setas amarelas indicam o início e o término da área analisada. Modificado de Mordensky *et al.* (2016).

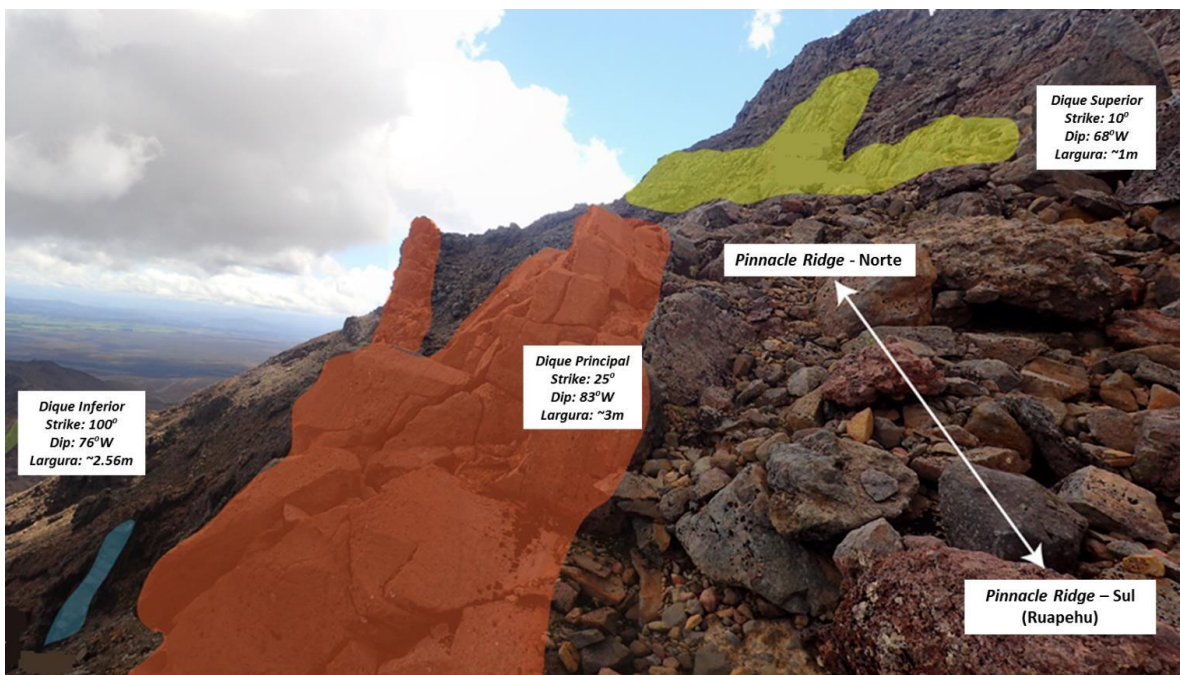


Figura 17 - Fotografia mostrando o posicionamento e atitudes dos diques dioríticos mapeados. Modificado de Mordensky *et al.* (2016).

Aplicação da equação de calor e definições de respectivos parâmetros

Neste tópico serão apresentados os parâmetros iniciais e de campo aplicados na construção dos modelos que utilizam as equações 49 e 50

(Apêndice II). A maioria dos parâmetros segue àqueles abordados previamente na literatura, como mostra a Tabela 3. A Tabela 3 apresenta os parâmetros utilizados para a elaboração dos modelos de campo que serão apresentados e discutidos no próximo tópico.

Tabela 3 - Parâmetros físicos utilizados no domínio do modelo. Note que os valores admitidos para as rochas encaixantes são os mesmos das intrusões (andesitos), exceto pela temperatura.

Propriedades Físicas	Andesito	Encaixante	Unidades	Referências
Condutividade Termal	3	3	W/m·°K	Schön (1996)
Densidade	2,5 - 2,8	2,5 - 2,8	g/cm ³	Schön, (1996)
Calor Específico	1381	1381	J/g·°K	Schön, (1996)
Difusividade Termal	0.000001	0.000001	m ² /s	Nabelek <i>et al.</i> (2010); Nabelek,
Temperatura	900	0	°C	Kilgour <i>et al.</i> , (2013).

Tem-se que:

- Os modelos da literatura elaborados, por exemplo, por Caldeira *et al.* (2010), Valente *et al.* (2010), Oliveira (2011; 2013) e Oliveira *et al.* (2022) utilizaram a temperatura inicial de 1200 °C para as rochas intrusivas (basaltos) na modelagem. Para a abordagem do presente modelo, a temperatura inicial (T°) das intrusões andesíticas é tida como 900 °C (Kilgour *et al.*, 2013);
- De um modo geral, na modelagem que envolve intrusões ígneas (Caldeira *et al.*, 2010; Valente *et al.*, 2010; Oliveira, 2011; 2013), a temperatura inicial (T°) na rocha encaixante é considerada 0 °C devido ao contraste térmico expressivo. Este parâmetro foi mantido no presente modelo;
- Os modelos térmicos revisados na literatura (p.ex.: Caldeira *et al.*, 2010; Valente *et al.*,

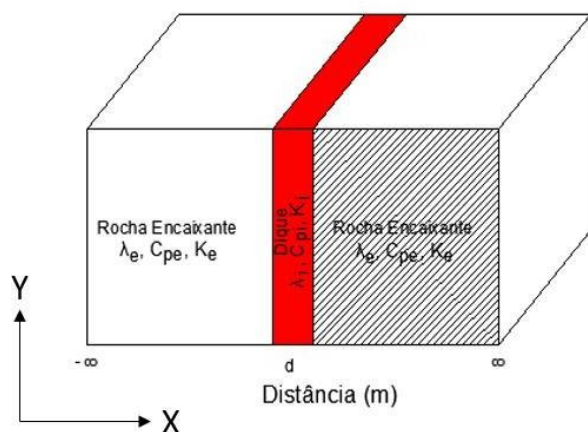
2010; Oliveira, 2011; 2013) utilizam a modelagem para a análise térmica das rochas em sistemas petrolíferos. Sendo assim, as janelas de óleo e gás (Da Silva, 2007, que variam de 60 °C a 120 °C e de 120 °C a 220 °C, respectivamente, foram substituídas pelas faixas de temperatura referentes aos halos de alteração hidrotermais. Segundo Wyering *et al.*, (2014), tais faixas de temperatura são: Alteração com Esmeclita (100 °C a 150 °C); Alteração Argílica (150 °C a 200 °C) e Alteração Propilítica (200 °C a 250 °C);

- O gradiente geotérmico é de cerca de 25 °C/km;
- É utilizado um único valor para a constante de difusividade termal ($k = 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$), o que é equivalente para a crosta continental; ou seja, a difusividade da rocha intrusiva é considerada igual à da rocha encaixante;

- Somente condução térmica é admitida como mecanismo de transferência de calor;
- O calor latente da solidificação do magma não foi considerado;
- As faixas de alteração hidrotermais são consideradas a partir do contato da intrusão até o limite da modelagem, de acordo com a temperatura que as rege;
- As rochas intrusivas se encontram circundadas pelas rochas encaixantes, ou seja, no centro ou origem do problema;
- A equação (49) gera um perfil de análise térmica para metade da espessura (d) da intrusão (Figura 21). Sendo assim, $w = d/2$.
- Na equação (50), z representa a posição do centro de uma intrusão no eixo X. O modelo permite o cálculo de Zn intrusões, desde que as mesmas estejam contidas no domínio h .
- As curvas são construídas com n pontos, que definem a melhor visualização da curva, ou seja, mais próximo à realidade;
- O mecanismo de intrusão é considerado instantâneo;
- O resfriamento do magma se dá em um único estágio de solidificação visto que a acurácia é similar ao modelo em três estágios, segundo Zhao *et al.* (2003, in Oliveira, 2013).
- Os diferentes graus de permeabilidade e porosidade não foram considerados a fim de simplificar o modelo;
- A análise e elaboração de perfis térmicos são unidimensionais. Dessa forma, a extensão dos diques e suas respectivas alturas não afetam os resultados do modelo; sendo, portanto, negligenciadas para os casos apresentados.

A Figura 18 apresenta dois bloco-diagramas com a finalidade de elucidar como o cenário de cada modelo se apresenta.

Bloco diagrama para modelo utilizando a equação 49(I)



Bloco diagrama para modelo utilizando a equação 50(II)

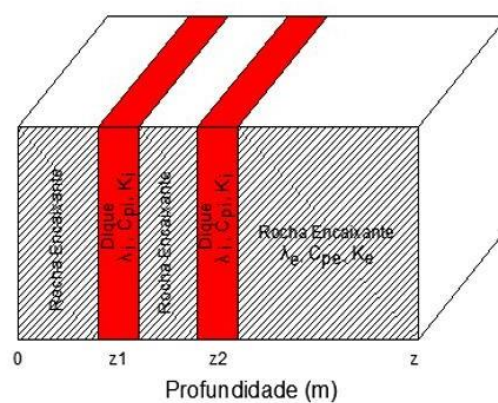


Figura 18 - Blocos diagramas referentes às equações propostas. Apesar de dois eixos X e Y estarem representados, os modelos são unidimensionais (funcionam somente no eixo X). O eixo X é referente às distâncias no espaço e o eixo Y representa os valores da temperatura. As áreas hachuradas correspondem aos modelos unidimensionais (Temperatura x Distância) propostos. A localização do dique no modelo do bloco (I) está no centro do domínio considerado; enquanto no bloco (IV), a intrusão pode estar em qualquer local do

domínio. Os parâmetros λ_i , C_{pi} e K_i (densidade, capacidade térmica e condutividade térmica, respectivamente) da intrusão são considerados iguais aos parâmetros λ_e , C_{pe} e K_e da encaixante. Modificada de Oliveira (2013).

Elaboração de modelos térmicos

Neste subitem serão apresentadas as aplicações das equações (49) e (50) propostas (vide [Apêndice II](#)). Os modelos a seguir são baseados nos dados de campo obtidos para três intrusões (Figura 13.a) e um pequeno sistema de três diques (Figura 13.b) em *Pinnacle Ridge*. O efeito térmico das intrusões e dos diques será analisado separadamente uma vez que o modelo permite somente a análise de estruturas com os mesmos parâmetros. No caso

apresentado, os corpos intrusivos são subverticais, porém estão localizados em porções diferentes na cordilheira. Tendo em vista que a transferência de calor admitida pelo modelo é unidirecional, o efeito térmico de intrusões que não se encontram no mesmo eixo não terão influência sobre o modelo.

Um modelo hipotético (Figura 19) foi gerado com base na equação (49) para simular o efeito isolado de um dique de três metros de espessura.

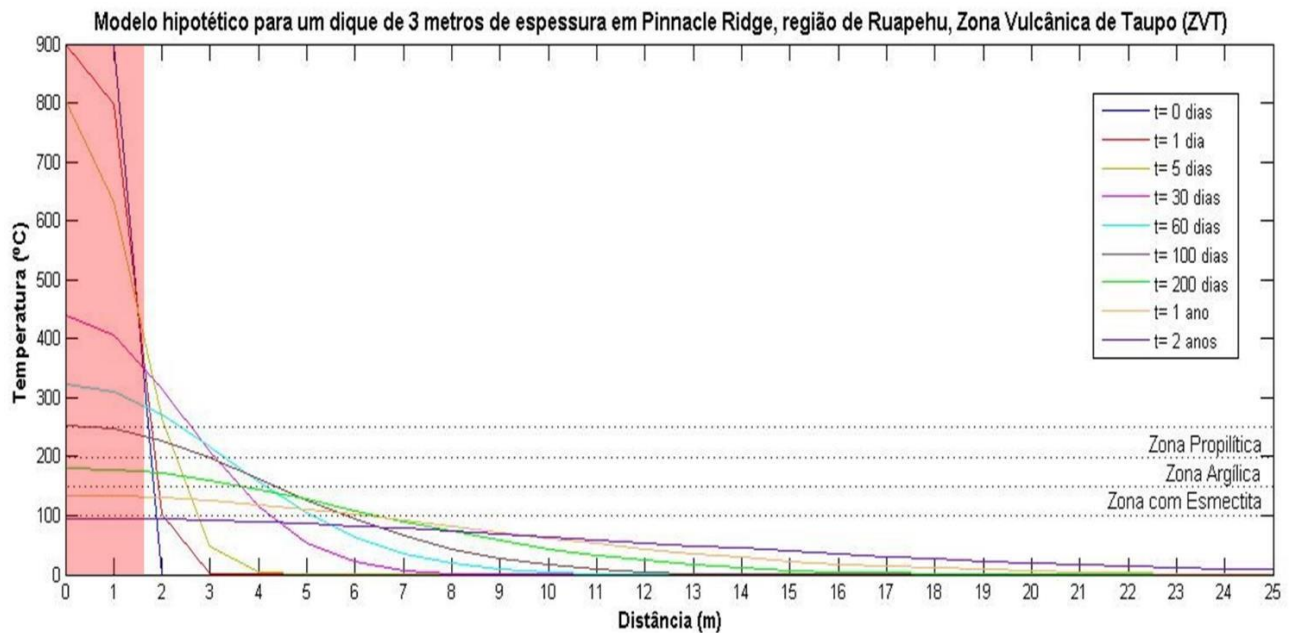


Figura 19 - Modelo térmico hipotético para um dique de 3 metros de espessura em *Pinnacle Ridge*, onde h varia de 0 a 25 metros. A região em vermelho-claro representa a metade da espessura da intrusão (w). As linhas tracejadas limitam a temperatura de halos de alteração (Wyering *et al.*, 2014).

Pode-se observar a partir da Figura 19 que:

- A temperatura começa a decair imediatamente após o instante da intrusão (curva azul-escuro);
- A maior taxa de decaimento de temperatura ocorre a partir de 0 dias a 30 dias

(curvas azul-escuro e rosa, respectivamente), quando a temperatura diminui em mais de 450 °C;

- O campo de alteração final gerado por um dique de 3 metros de espessura é cerca de 1,7 vezes o tamanho da espessura do dique. Ou

seja, cerca de 5 metros a partir do contato entre a intrusão e a encaixante, até o limite da zona com esmectita;

- Não há nenhum efeito térmico relevante em termos de alteração hidrotermal após 2

anos, quando a temperatura tende ao equilíbrio térmico.

A partir da equação (50) foi gerado um modelo para o cálculo da influência térmica dos três diques situados perto das intrusões (Figura 20).

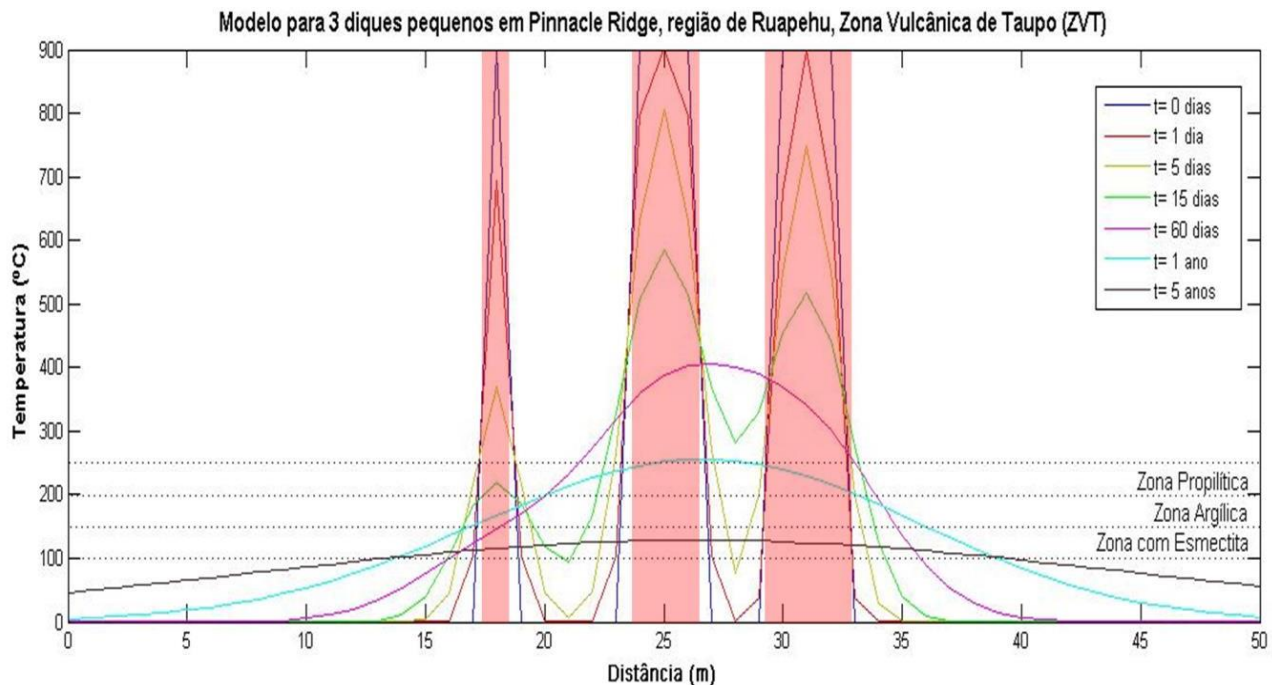


Figura 20 - Modelo térmico elaborado para três diques com espessuras de 1 m, 3 m e 2,56 m, localizados em $z_1 = 18$ m, $z_2 = 25$ m e $z_3 = 31$ m, respectivamente. As áreas vermelho-claras representam os diques e as linhas tracejadas limitam a temperatura dos halos de alteração (Wyring *et al*, 2014).

Pode-se notar a partir da Figura 20 que:

- Ao longo do tempo, as ondas de calor são somadas. Isso faz com que a temperatura aumente em direção ao centro da intrusão localizada em z_3 ;
- O comportamento esperado para a temperatura na área entre as intrusões é inversamente proporcional ao comportamento sobre as margens exteriores dos diques. O perfil de temperatura diminui durante os primeiros 15 dias (curva verde), voltando a aumentar à medida que a temperatura é elevada no sentido da intrusão central.

- O campo de alteração gerado à esquerda de z_1 apresenta cerca de 4 vezes o tamanho do dique (1 m); ou seja, cerca de 4 metros a partir do contato entre z_1 e a encaixante. Já o campo gerado à direita de z_3 apresenta cerca de 2,6 vezes o tamanho da espessura do dique (2,56 m); ou seja, aproximadamente 6,7 metros a partir do contato entre a encaixante e o dique;
- A intrusão não causa nenhum efeito relevante depois de 5 anos (curva marrom), onde a temperatura tende a atingir o equilíbrio térmico.

Da mesma forma que os modelos foram gerados para os diques, um modelo hipotético foi

elaborado com base na Equação (49) para simular o efeito térmico isolado da intrusão

principal, com 142 metros de espessura (Figura 21).

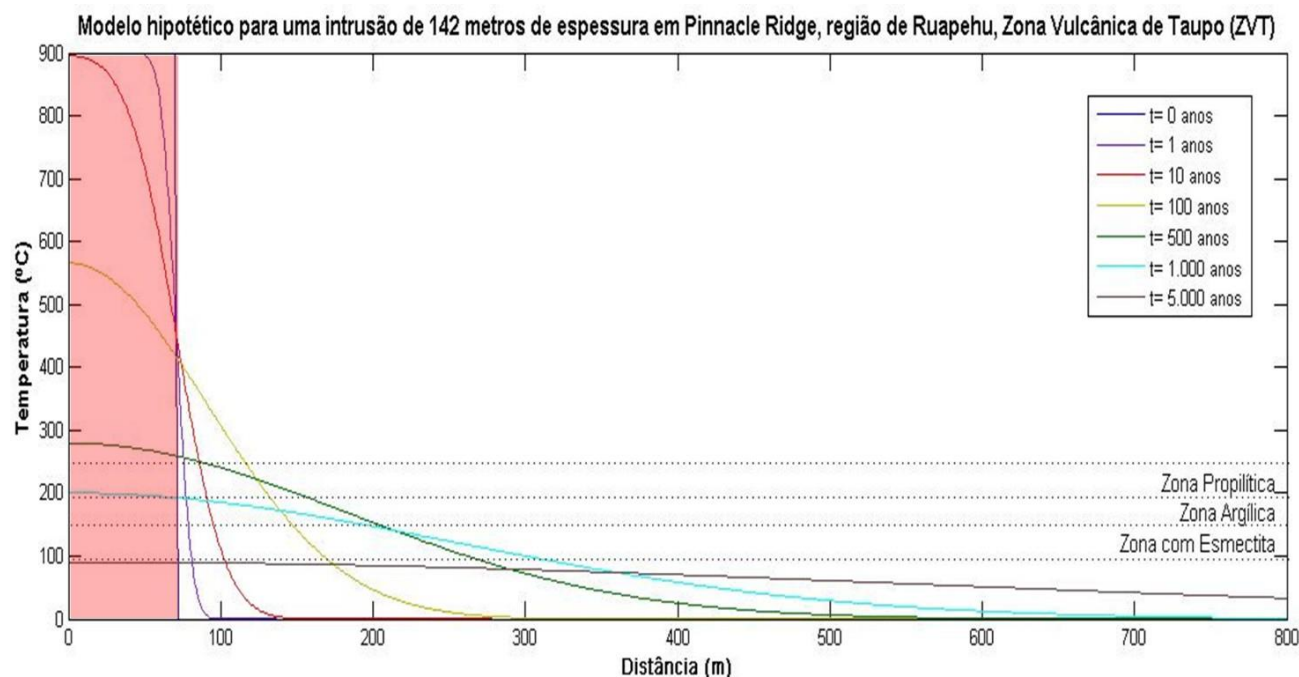


Figura 21 - Modelo hipotético representando o efeito térmico de uma única intrusão com $w = 71$ metros, onde w é metade da intrusão e h varia de 0 a 800. A área de cor vermelho-claro representa a intrusão e as linhas tracejadas limitam a temperatura dos halos de alteração (Wyring *et al.*, 2014).

A Figura 21 mostra que:

- A taxa mais rápida de declínio da temperatura ocorre entre o intervalo de 1 ano a 100 anos (curvas azul-escuro e amarela) após a intrusão, quando a temperatura diminui em mais de 320 °C;
- Durante o intervalo de 1 ano a 100 anos (curvas azul-escuro e amarela, respectivamente), a rocha encaixante tem sua temperatura elevada em torno de 450 °C a 350 °C, entre 0 m a 49 m da intrusão;
- O campo de alteração final gerado por uma intrusão de 142 metros de espessura é de cerca de 1,5 vezes o tamanho da espessura do corpo. Ou seja, cerca de 210 metros a partir do contato entre a intrusão e a encaixante, até o limite da zona com esmeclita;

- Não há nenhuma influência térmica relevante após 5.000 anos (curva marrom);

Um modelo térmico foi gerado para as três intrusões mapeadas (Figura 22), utilizando a equação (50). Pode ser observado a partir Figura 22 que:

- O centro da intrusão ainda apresenta valores de temperatura próximos ao inicial após 10 anos (curva vermelha);
- A taxa mais rápida de decaimento de temperatura ocorre entre o intervalo de 1 ano a 100 anos (curvas roxa e amarela, respectivamente) após a intrusão, quando a temperatura diminui em mais de 200 °C;
- O comportamento de temperatura esperado para a área entre as intrusões é inversamente proporcional ao comportamento

sobre as margens exteriores dos diques. O perfil de

temperatura é susceptível à queda durante os primeiros 10 anos (curva vermelha), tendendo a crescer à medida que a temperatura aumenta em direção a intrusão central;

- No intervalo de 10 a 500 anos (curva vermelha a verde-escura, respectivamente), a rocha encaixante tem a sua temperatura aumentada de 400 °C a 350 °C;
- Inicialmente, durante 10 anos (curva vermelha) após a intrusão, a temperatura de z1 é mais elevada do que a temperatura de z3. Depois de 100 anos (curva amarela), o perfil de temperatura das intrusões marginais é relativamente da mesma;

- A temperatura nas bordas permanece constante ao longo da modelação, como esperado;
- O campo gerado à esquerda de z1 apresenta cerca de 400 metros a partir do contato entre z1 e a encaixante; ou seja, cerca de 7 vezes o tamanho da intrusão (56 metros). Já o campo gerado à direita de z3 apresenta cerca de 400 metros a partir do contato entre z3 e a encaixante, o equivalente a cerca de 6 vezes o tamanho da intrusão (66 metros);
- A intrusão não causa qualquer influência térmica após 15.000 anos (curva verde-clara).

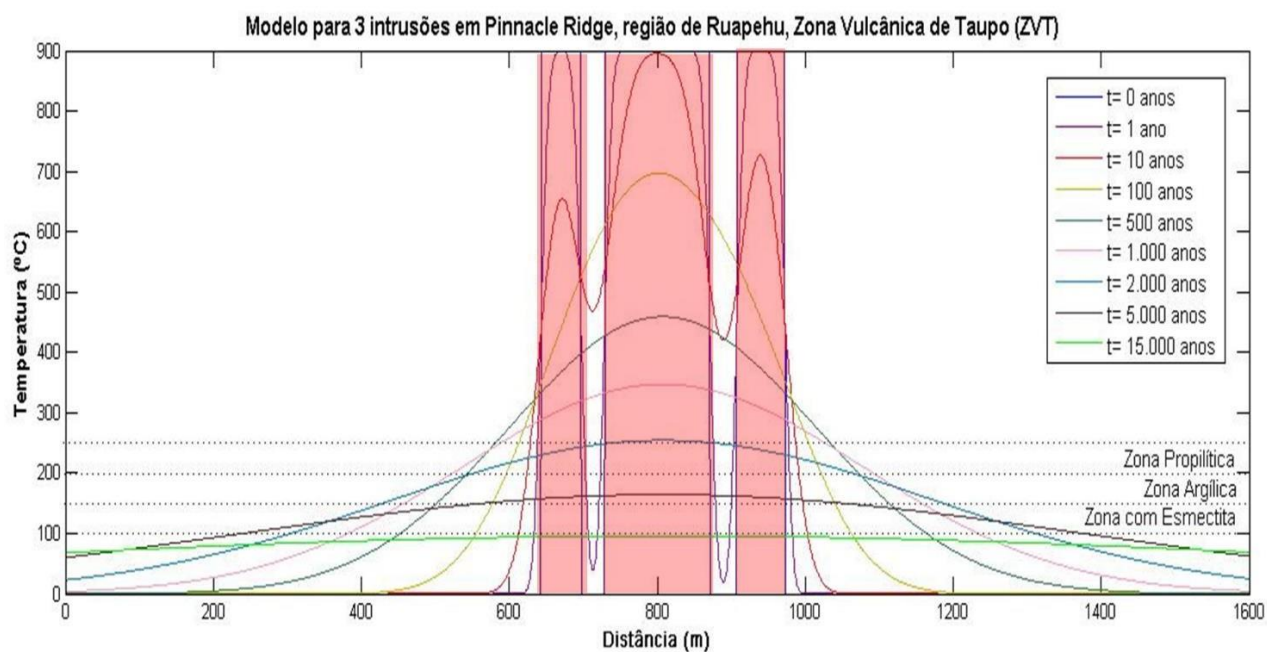


Figura 22 - Modelo mostrando perfis térmicos para três intrusões com espessuras de 54 m, 142 m e 66 m, localizado na z1 = 670, z2 = 800 e z3 = 940, respectivamente. Z varia de 0 a 1.600 metros. As curvas representam os perfis térmicos em seus respectivos tempos. A curva azul é o instante de tempo de intrusão. A área em vermelho claro é a intrusão. As linhas tracejadas limitam a temperatura dos halos de alteração (Wyering *et al*, 2014).

5. DISCUSSÕES

Blocos-diagrama (Figura 23) foram elaborados para facilitar a ilustração dos halos de alteração em *Pinnacle Ridge*. A progressão dos halos e suas respectivas dimensões na escala de tempo foram baseadas na Tabela 4. A fim de simplificar a abordagem dos modelos, cada cenário obtido será discutido separadamente.

A transferência de calor entre corpos intrusivos e as rochas encaixantes é feita de maneira distinta em cenários em que existem intrusões de grande porte comparativamente a cenários onde a fonte térmica é limitada a pequenos sistemas de diques. Intrusões ou diques de maiores espessuras influenciam as rochas encaixantes de maneira mais expressiva e em maiores extensões, uma vez que a quantidade de calor liberada pelos mesmos é maior.

Essa situação é facilmente observada quando comparados os diagramas na Figura 23.a e 23.b. No diagrama a, um corpo intrusivo de 3 metros é responsável pela alteração de uma sessão de cerca de 5 metros (a partir do contato entre a intrusão e a encaixante, até o limite da zona com esmectita). Já no caso de uma intrusão com 142 metros de espessura (b), o campo de alteração final é gerado em cerca de 210 metros a partir do contato entre a intrusão e a encaixante. Em ambos os casos, a alteração possui em média 1,6 vezes o tamanho original do corpo intrusivo. Porém, como esperado, a área gerada em b é 42 vezes maior que a área alterada em a. O tempo de resfriamento também é maior para o corpo ilustrado em b, onde o equilíbrio térmico tende a ser atingido após 5.000 anos; o que no caso a ocorre em apenas 2 anos.

Nos modelos gerados para intrusões unitárias, o calor é transferido diretamente do corpo

magmático para a encaixante e o fluxo de calor decai constantemente até atingir valores próximos ao equilíbrio térmico. Ao adicionar fontes de calor ao sistema (cenários onde há múltiplas intrusões), a temperatura local aumenta e o calor começa a decair individualmente a partir das intrusões (Figuras 20 e 22). Com o decorrer do tempo, as ondas de calor começam a interagir, resultando em gráficos de picos conforme os padrões apresentados no modelo. A interação das ondas de calor aumenta o perfil de temperatura em direção ao núcleo da intrusão central, sendo posteriormente transferido de maneira uniforme para as encaixantes, quando as curvas tendem a se unir. Em virtude da maior quantidade de calor a ser transferida, as áreas de alteração dispostas às margens do sistema intrusivo serão maiores do que aquelas geradas por sistemas unitários. O fluxo térmico será, portanto, transferido por um período de tempo mais longo (quando comparados a casos unitários ou para intrusões múltiplas menos espessas), como ilustrado nos diagramas c e d da Figura 23.

É possível comparar os casos de intrusões unitárias aos casos múltiplos considerando somente as margens do perfil (à exceção das áreas entre as intrusões), como ilustra a Figura 23. No diagrama a, um dique de 3 metros de espessura é responsável pela geração de um campo de alteração na encaixante com 5 metros a partir do contato. Para o caso múltiplo (diagrama c), a extensão máxima de alteração gerada pelos diques atinge cerca de 7 metros (no lado direito de z3). No lado esquerdo do dique localizado em z1, o campo de alteração é de 4 metros. A aparente redução na extensão dos halos à esquerda de z1 pode ser explicada pelos seguintes fatores: a) interação das ondas de calor; b) a menor espessura do dique em z1 e

c) a distância do dique em z1 em relação à intrusão central mais espessa. Vale lembrar que z é a localização do centro da intrusão no eixo x.

Os campos de alteração gerados para as intrusões pequenas (Figuras 23.c) ocorrem em proporções similares àqueles gerados por um dique, onde a área alterada possui cerca de 1,5 vezes o tamanho do dique. Entretanto, observa-

se que no caso de intrusões múltiplas (Figura 23.d), os halos de alteração gerados às margens dos corpos em z1 e z3 possuem extensões similares (~400 m). Esta similaridade está relacionada ao fato de que z1 e z3 estão a distâncias similares da intrusão central em z2 (130 m e 140 m, respectivamente).

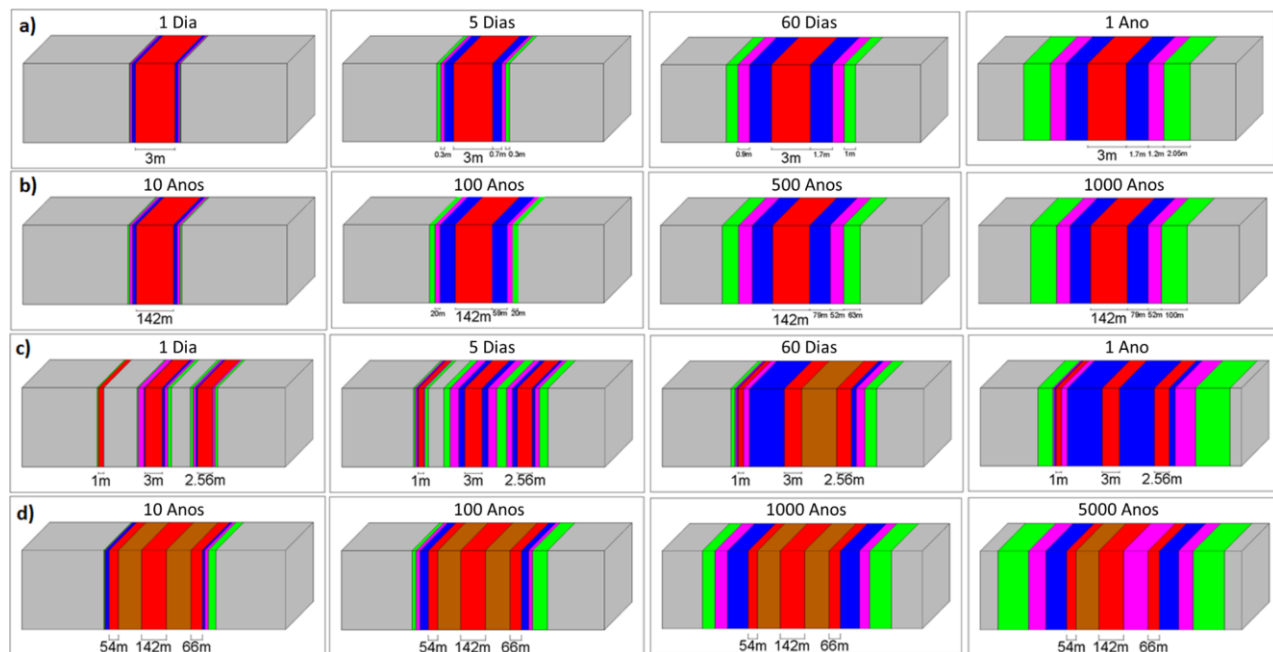


Figura 23 - Blocos diagramas ilustrando os halos de alteração conforme os dados dispostos na Tabela 4. As faixas vermelhas representam as intrusões. Os halos de alteração propilítica, argílica e com esmectita são representados pelas faixas azul, rosa e verde, respectivamente. As áreas inalteradas são representadas pela cor cinza. A cor marrom relaciona as zonas que atingiram temperaturas acima daquelas propostas por Wyering *et al.* (2014) para os halos de alteração. Os halos de alteração foram estimados para: a) um único dique de 3 m de espessura durante 1 ano; b) uma única intrusão de 142 m, durante 1000 anos; c) múltiplos diques com espessuras variadas de 1 m, 3 m e 2,56 m, durante 1 ano; e d) múltiplas intrusões de espessuras variadas de 54 m, 142 m e 66 m, por 1000 anos. Os diagramas dos casos a) e b) são cenários hipotéticos que consideram somente a influência térmica das intrusões centrais em c) e d).

É extremamente relevante que, para os casos de múltiplas intrusões, os halos de alteração também ocorrem entre as intrusões (Tabela 4 e Figura 23). Para múltiplos diques (depois de 1 ano), a temperatura das áreas entre os corpos intrusivos é elevada à zona propilítica. No caso de múltiplas intrusões (depois de 5.000 anos), a temperatura entre z1 e z2 encontram-se acima daquelas propostas por Wyering *et al.* (2014) para os perfis de alteração. Entretanto, entre z2

e z3, as áreas encontram-se dentro do perfil de alteração argílica.

As dimensões de cada halo de alteração são listadas na Tabela 4.

Em todos os casos, os halos de alteração referentes à zona com esmectita cobrem as maiores áreas quando comparados aos halos de alteração das zonas argílicas e propilíticas. Isso pode ser justificado pela baixa faixa de temperatura (100 °C – 150 °C) na qual as

alterações ocorrem. Portanto, o comportamento esperado para a esmectita é de constante crescimento até a área máxima de alteração, quando o calor se dissipa ou não é mais capaz de gerar nenhuma alteração termal. Por exemplo, na Figura 23.d (múltiplas intrusões), o halo de esmectita gerado após 1000 anos do instante da intrusão, é 2,4 vezes maior que toda a intrusão (142 m). A última curva relevante é a de 5.000 anos, pois a mesma é responsável por aumentar a área com esmectita 3,2 vezes a espessura da intrusão em z1 e 2,7 vezes a intrusão localizada em z3. Dimensões similares também podem ser observadas para o caso de múltiplos diques (Figura 23.c).

O modelo gerado para a análise térmica de intrusões a partir das equações 49 e 50 (Apêndice II) pode ser comparado às fases de resfriamento de intrusões magmáticas sugeridas por Fu *et al.* (2010). Na primeira fase, rápida taxa de decaimento de temperatura das

intrusões estudadas por Fu *et al.* (2010), também observada a partir das curvas iniciais nos gráficos dos corpos intrusivos múltiplos (Figuras 20 e 22) e unitários (Figuras 19 e 21), reflete a intensa troca de calor devido ao contraste térmico expressivo entre a intrusão e a encaixante. Assim, a rocha encaixante é aquecida simultaneamente ao rápido resfriamento do corpo intrusivo. De igual modo, a segunda fase estabelecida por Fu *et al.* (2010) também é observada no presente modelo. Após a acentuada troca de calor, o sistema resfria lentamente, sendo induzido ao equilíbrio térmico onde suas condições geotérmicas iniciais tendem a ser restauradas. Conseqüentemente, os estágios de arrefecimento reconhecidos por Fu *et al.* (2010) podem ser relacionados aos níveis de porosidade em sistemas geotermiais, onde zonas mais distais das áreas de resfriamento das intrusões coincidem com os perfis de alteração argílica (Wyering *et al.*, 2014) de menor temperatura e, portanto, com maior porosidade.

Tabela 4 - Migração dos halos de alteração para cada modelo termal através do tempo, baseado nas Figuras 19, 20, 21 e 22.

Intrusões unitárias (142 m)				Diques unitários (3 m)			
	Propilítica	Argílica	Esmectita		Propilítica	Argílica	Esmectita
10 anos	14 m	12 m	5 m	1 dia	0.25 m	0.15 m	0.05 m
100 anos	59 m	20 m	20 m	5 dias	0.7 m	0.3 m	0.3 m
500 anos	79 m	52 m	63 m	60 dias	1.7 m	0.9 m	1 m
1000 anos	79 m	52 m	100 m	1 ano	1.7 m	1.2 m	2.05 m
Intrusões múltiplas: Z1 (54 m)				Diques múltiplos: Z1 (1 m)			
	Propilítica	Argílica	Esmectita		Propilítica	Argílica	Esmectita
10 anos	20 m	5 m	5 m	1 dia	-	-	0.2 m
100 anos	47 m	23 m	23 m	5 dias	0.2 m	0.3 m	0.3 m
1000 anos	120 m	72 m	73 m	60 dias	0.2 m	0.3 m	0.7 m
5000 anos	120 m	100 m	175 m	1 ano	0.2 m	0.3 m	2.6 m
Intrusões múltiplas: Z1 a Z2 (54 m, 142 m)				Diques múltiplos Z1 a Z2 (1 m, 3 m)			
	Propilítica	Argílica	Esmectita		Propilítica	Argílica	Esmectita
1 ano	3 m	2 m	3 m	5 dias	-	0.2 m	0.6 m
10 anos	Acima da temperatura Propilítica			15 dias	-	0.5 m	2.2 m
				60 dias	-	1 m	-

Intrusões múltiplas: Z2 a Z1 (142 m, 54 m)			
	Propilítica	Argílica	Esmectita
1 ano	1 m	3 m	4 m
10 nos	Acima da temperatura Propilítica		
Intrusões múltiplas: Z2 a Z3 (142 m, 66 m)			
	Propilítica	Argílica	Esmectita
1 ano	3 m	2 m	5 m
10 anos	Acima da temperatura Propilítica		
500 anos	Acima da temperatura Propilítica		
2000 anos	140 m	-	-
5000 anos	-	140 m	-
Intrusões múltiplas: Z3 a Z2 (66 m, 142 m)			
	Propilítica	Argílica	Esmectita
1 ano	3 m	1 m	3 m
10 anos	Acima da temperatura Propilítica		
500 anos	Acima da temperatura Propilítica		
2000 anos	140 m	-	-
5000 anos	-	140 m	-
Intrusões múltiplas: Z3 (66 m)			
	Propilítica	Argílica	Esmectita
10 anos	14 m	20 m	44 m
100 anos	40m	24 m	85 m
1000 anos	110 m	60 m	125 m
5000 anos	110 m	85 m	180 m

Diques múltiplos: Z2 a Z1 (3 m, 1 m)			
	Propilítica	Argílica	Esmectita
1 dia	0.10 m	1.05 m	0.2 m
5 dias	1 m	1.5 m	1.1 m
15 dias	1.2 m	1.7 m	2.5 m
60 dias	6 m	-	-
Diques múltiplos: Z2 a Z3 (3 m, 2.56 m)			
	Propilítica	Argílica	Esmectita
1 dia	0.4 m	0.5 m	0.6 m
5 dias	1 m	1.5 m	1.75 m
15 dias	Acima da temperatura Propilítica		
60 dias	Acima da temperatura Propilítica		
1 ano	6 m	-	-
Diques múltiplos: Z3 a Z2 (2.56 m, 3 m)			
	Propilítica	Argílica	Esmectita
1 dia	0.3 m	0.45 m	0.5 m
5 dias	0.8 m	1 m	1.8 m
15 dias	Acima da temperatura Propilítica		
60 dias	Acima da temperatura Propilítica		
1 ano	6 m	-	-
Diques múltiplos: Z3 (2.56 m)			
	Propilítica	Argílica	Esmectita
1 dia	-	0.4 m	0.45 m
5 dias	0.5 m	0.7 m	1 m
60 dias	0.8 m	1.5 m	2 m
1 ano	1 m	3.5 m	6 m

É interessante observar que os dados de Liu & Dai (2014) também podem ser relacionados aos níveis de porosidade (Fu *et al.*, 2010) influenciados pela disposição dos halos de alteração (Wyering *et al.*, 2014). Devido ao forte controle da distribuição termal nos padrões de fluxo entre poros, quanto maior a mudança de temperatura, mais rápida será a velocidade dos fluidos hidrotermais (Liu & Dai, 2014). Essa observação pode também ser comparada ao rápido declínio das curvas de temperatura nos primeiros anos do modelo, devido ao contraste térmico a que o sistema é imposto. Além disso, as áreas tendenciais para a precipitação de minerais de Liu & Dai (2014) são aquelas com temperaturas mais amenas, que no presente modelo, coincidiriam com as zonas de maior porosidade. É importante ressaltar que no caso abordado por Liu & Dai (2014), os depósitos do tipo *skarn* são extremamente dependentes da litologia do depósito, bem como as

concentrações mineralógicas favoráveis para a dissolução e precipitação mineral a partir do fluxo de fluidos hidrotermais. O presente modelo não pode, dessa forma, ser comparado estritamente às condições de contorno apresentadas pelos modelos de Liu & Dai (2014), mas possuem relevância quanto à troca de calor entre as fontes térmicas e as rochas encaixantes. Outro fator importante a ser considerado é o período de tempo necessário para que as zonas de porosidade e precipitação se encontrem sob temperaturas favoráveis (em áreas distais da intrusão), uma vez que as frentes térmicas são somadas e permitem a progressão dos halos de alteração.

No tocante a análise do comportamento dos fluxos de calor, a modelagem térmica é também aplicável a reservatórios geotermiais. No contexto apresentado por Bakhsh *et al.* (2016), entende-se que o contraste térmico é um fator

crucial para a percolação dos fluidos. O contato de fluidos frios reinjetados em zonas do reservatório que contenham fluidos quentes aumenta a velocidade de expulsão dos fluidos nos poços de produção. Ao longo do tempo, ocorre a atenuação do gradiente térmico juntamente à velocidade dos fluidos. Em ambiente porosos e permeáveis, os fluidos de reinjeção não mais impulsionam os fluidos de produção, migrando, assim, para as adjacências do reservatório.

A presença de intrusões magmáticas em sistemas geotermais é, entretanto, controversa, o que possibilita a discussão de possíveis cenários. Como previamente abordado, fontes térmicas aliadas a presença de fluidos pode, por exemplo, gerar ambientes de influência hidrotermal favoráveis à disposição de halos de alteração (Wyering *et al.*, 2014). Assim, características físicas como porosidade e permeabilidade podem ser intensificadas ou reduzidas de acordo com as frentes térmicas, influenciando a percolação de fluidos em cenários posteriores ao hidrotermalismo.

Em rochas com porosidade primária, o contraste térmico pode favorecer a migração de fluidos, como apresentado por Bakhsh *et al.* (2016). Adicionalmente, a geração de halos de alteração pode ampliar a capacidade de armazenamento do reservatório, devido ao aumento de porosidade em zonas distais das áreas de intrusão, onde as frentes térmicas possuem temperaturas amenas.

O armazenamento de fluidos é, contudo, dependente do posicionamento das fontes de calor em relação ao reservatório. A forma e os mecanismos de intrusão são relevantes, pois influenciam na disposição e extensão dos halos de alteração e, especificamente no modo de transferência de calor. A disposição de soleiras homogêneas pode atuar como selos em ambientes de alta porosidade (usualmente

primária), facilitando o armadilhamento de fluidos. Vale a ressalva de que os modelos elaborados neste trabalho consideram apenas formas intrusivas simples (tabular e perfeitamente geométricas). Dessa forma, para casos com estruturas complexas, a exemplo de intrusões bifurcadas, em zigue-zague e lacólitos, a modelagem é inaplicável. Nos casos onde há porosidade secundária como as juntas e fraturas observadas em campo (Figura 15), a intrusão pode servir como fator agravante das estruturas, aumentando, assim, a porosidade e permeabilidade do sistema.

Embora não tenhamos considerado as paragêneses minerais e nem realizado estudo sobre os minerais formados pela alteração, foi possível, com base nos estudos de campo, tentativamente, interpretar os halos de alteração propostos pelo modelo em uma escala realista. Como observado na Figura 13, as rochas ao redor das intrusões encontram-se extremamente alteradas, o que pode ser facilmente reconhecido através da mudança de cor (alaranjada). Esta zona de alteração se estende por entre cerca de 400 m a 500 m a partir dos corpos magmáticos. Segundo o modelo gerado para o caso de múltiplas intrusões (equação 50), halos de alteração são previstos para cerca de 400 metros a partir do contato entre as intrusões marginais e a encaixante. A previsão sugerida pelo modelo é, portanto, próxima da realidade e condizente aos dados de campo.

Embora a análise petrológica das amostras não tenha sido realizada, algumas observações de campo puderam ser relacionadas aos perfis de alteração estabelecidos por Wyering *et al.* (2014). Nos pontos próximos às intrusões foram identificados minerais como quartzo e epidoto, que podem ser incluídos na variedade mineralógica referente à faixa de alteração propilítica (Wyering *et al.*, 2014). Estes podem

ser considerados como minerais de alteração de temperatura mais elevada, frequentemente relacionados a litologias mais profundas, como andesitos. Nos pontos mais afastados das intrusões, minerais de alteração de baixa temperatura, minerais argílicos e quartzo de baixa temperatura puderam ser identificados. Não foram, entretanto, observadas diferenças expressivas na mineralogia ou textura das rochas adjacentes à intrusão central, como sugere o modelo (Figura 23). Segundo os halos de alteração dispostos pelo modelo, a área à esquerda da intrusão deveria apresentar graus de alteração mais elevados (perfil de temperatura acima da zona propilítica) do que aquelas do lado direito da intrusão (perfil de temperatura argílica).

As sessões entre os diques encontram-se dentro da faixa de alteração propilítica. Como observado em campo, as áreas entre os diques encontram-se fortemente alteradas e fraturadas (Figura 15). Mordensky *et al.* (2016) analisou a permeabilidade das rochas adjacentes aos diques (Figura 16) e constatou que as faixas imediatamente próximas aos corpos intrusivos possuem maior permeabilidade do que as sessões marginais e ao próprio dique. Embora o aumento da permeabilidade possa estar relacionado ao campo de alteração térmica (Wyering *et al.*, 2014), zonas de alta temperatura de alteração (com abundante clorita) tendem a apresentar menor

permeabilidade do que aquelas de menor temperatura (abundante em esmectita, illita e argilominerais). O aumento de porosidade observado pode ser, portanto, mais facilmente relacionado à porosidade primária das brechas e derrames andesíticos (encaixantes) e ao faturamento (porosidade secundária) agravado pelo resfriamento rápido no momento da intrusão que gera o contraste térmico e reológico entre a encaixante e o dique (Figura 24).

A Zona de *Taupo* é uma área de intensa produção geotermal devido à atividade vulcânica (Wyering *et al.*, 2014). O potencial de armazenamento e produção em *Pinnacle Ridge* é dependente da permeabilidade das rochas, sendo também afetado pela presença de intrusões magmáticas. Evidências de porosidade primária observadas em campo, como as vesículas geradas pelo escape de voláteis durante os derrames andesíticos (Figura 25) fornecem um cenário favorável para a passagem ou armazenamento de fluidos em um sistema geotermal. Adicionalmente, o aporte térmico induzido pelos corpos magmáticos nas encaixantes é capaz de estimular a percolação de fluidos entre os poros através do contraste térmico, como abordado por Bakhsh *et al.* (2016)



Figura 24 - Fotografia do dique superior (Figura 15), com aproximadamente 1 metro de espessura, dando ênfase a abertura das fraturas em partes menos alteradas do dique.



Figura 25 - Amostra de derrame andesítico *in situ*, na área mapeada em *Pinnacle Ridge*. A fotografia destaca a porosidade secundária das rochas efusivas encaixantes. As vesículas estão destacadas pelas elipses vermelhas.

Com base nas análises de campo, é possível sugerir que a quantidade de argilominerías encontrados nas rochas e as características das juntas e fraturas presentes nas brechas alteradas estão relacionadas a um paleo-sistema hidrotermal pervasivo, com uma permeabilidade variável de acordo com o tempo. As propriedades contrastantes das rochas têm, portanto, implicações para monitorar e entender sistemas vulcânicos e geotermiais.

Cálculos analíticos e numéricos tem como objetivo recriar os cenários estudados da melhor maneira possível, entretanto são dependentes das considerações tomadas para simplificar o modelo. Como por exemplo, a forma tabular dos diques e intrusões de grande porte comparadas ao formato original, como mostra a Figura 13. Por se tratar de um modelo onde a influência térmica é unidirecional, os cálculos realizados não podem ser considerados acurados, uma vez que alteram a realidade. Os bloco-diagramas, entretanto, são ilustrados em 2d para melhorar a visualização do problema. Adicionalmente, devido ao contraste térmico discrepante entre a encaixante e os corpos intrusivos, considera-se a temperatura da rocha encaixante irrelevante. Em alguns casos, todavia, o contraste térmico pode ser relevante para o problema e alterar o comportamento do fluxo de calor.

Os estudos foram realizados somente considerando trocas de calor efetivas através de condução. É sabido que corpos magmáticos podem apresentar mecanismos de convecção internos. Estes, por sua vez, podem alterar as características do fluxo térmico em sistemas geotermiais (Fu *et al.*, 2010). O uso de equações que representem ambas as formas de mecanismo de transferência de calor é, dessa forma, válido para aumentar a acurácia dos resultados em futuros modelos.

Os estudos de modelagem térmica puderam somente ser realizados em uma pequena sessão da área mapeada devido ao curto tempo de exploração da mesma. A análise petrográfica da área não pôde ser realizada para a identificação de possíveis minerais de alteração, como os listados por Wyering *et al.* (2014). As faixas de alteração foram então assumidas com base na literatura disponível para *Pinnacle Ridge* (Hackett, 1985; Wyering *et al.*, 2014).

6. CONCLUSÕES

A modelagem é uma excelente alternativa para a reprodução de cenários geológicos, uma vez que a mesma torna possível a análise simplificada da realidade de cenários que muitas vezes envolvem parâmetros extremamente complexos.

Ambas as equações 49 e 50 ([Apêndice II](#)) mostram os perfis de temperatura ao redor das fontes de calor. A principal diferença entre as equações é a forma pela qual o modelo é apresentado (como por exemplo para as intrusões unitárias que ilustram somente o efeito térmico da metade das intrusões). As equações consideram que a fonte de calor em ambos os casos é o centro da intrusão (localizada no centro do modelo para o caso das intrusões múltiplas). O domínio não é limitado, uma vez que não há nenhuma barreira térmica existente ou conhecida que limite o calor de atingir sua distância máxima. Esse tipo de modelo é recomendado quando o interesse principal é somente a influência térmica causada pelas intrusões.

A distância entre as intrusões é essencial para a definição dos halos de alteração ao redor das mesmas. Quanto mais larga a intrusão, mais tempo será necessário para que a rocha encaixante atinja o equilíbrio térmico,

ocasionando um processo lento de resfriamento por uma área mais extensa.

A partir da equação 50 é possível concluir que zonas propilíticas estão sujeitas às áreas mais próximas das intrusões, onde as temperaturas mais elevadas tendem a alterar de forma mais evidente as características físicas e mineralógicas das encaixantes, principalmente àquelas relacionadas a porosidade. Em comparação, os halos de alteração com esmectita são mais facilmente detectados em áreas distais das intrusões, onde o perfil de temperatura tende a diminuir e a porosidade aumentar. A determinação de halos de alteração hidrotermais é, portanto, indispensável para a qualificação de reservatórios geotermiais. A elaboração de modelos térmicos como o modelo apresentado é relevante, uma vez que relaciona as alterações mineralógicas resultantes do efeito térmico de corpos magmáticos e as mudanças de permeabilidade nas rochas-reservatório.

As limitações do modelo sugerem que algumas melhorias ainda podem ser realizadas, como por exemplo: a elaboração de modelos bidimensionais (ou mesmo 3D), a fim de compreender o efeito térmico ao redor das intrusões. Uma abordagem diferenciada implicaria em novas formulações para os modelos térmicos considerando novas condições de contorno, ainda fundamentadas nas equações- base de fluxo de calor.

O trabalho de Mordensky *et al.* (2016) tem sugerido algum questionamento quanto a origem dos halos hidrotermais, limitando a transferência de calor em função da intrusão central (com 142 metros). Os resultados, portanto, não revelam dados conclusivos para a existência das três intrusões discutidas do presente modelo, o que também justificou a elaboração dos gráficos separadamente (casos unitários e múltiplos).

Conseqüentemente, novos estudos petrológicos (como mapeamento de juntas, permeabilidade e resistência das rochas ao redor de intrusões) e petrográficos, além de trabalhos geoquímicos são recomendados para aumentar a confiabilidade do modelo. Deste modo, um modelo geodinâmico mais robusto para área em questão poderá ser elaborado.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLEN, P.A., ALLEN, J. R. Basin Analysis – Principles & Applications, London, 2ª ed.; Blackwell Scientific Publications Ltd.; 2005.
- BAKSH, K. J.; NAKAGAWA, M.; ARSHAD, M.; DUNNINGTON, L. Modeling Thermal Breakthrough in Sedimentary Geothermal System, Using COMSOL Multiphysics. PROCEEDINGS, 41st Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, 2016.
- BEARDSMORE, G. R.; CULL, J. P. Crustal heat flow: a guide to measurement and modelling. Cambridge University Press, 2001.
- BORGES, E.; ANTONINO, A. C. D.; DALL'OLIO, A.; AUDRY, P. E.; CARNEIRO, C. J. G. Determinação da condutividade hidráulica e da sorvidade de um solo não-saturado utilizando-se permeâmetro a disco. Pesquisa Agropecuária Brasileira, v. 34, n. 11, p. 2083-2089, 1999.
- BROWNE, P. R. L.; LAWLESS, J. V. Characteristics of hydrothermal eruptions, with examples from New Zealand and elsewhere. Earth-Science Reviews, v. 52, n. 4, p. 299-331, 2001.
- CALDEIRA, J.E.; CORVAL, A.; OLIVEIRA, L.G.S.; VALENTE, S.C.; OLIVEIRA, N.V.; OSVALDT, H. S. Modelagem termal para os diques basálticos de Três Rios - RJ, Rio Oil & Gas Expo and Conference, 2010. CD- ROM.

- CARSLAW, H. S.; JAEGER, J. C. Conduction of heat in solids. New York: Oxford University Press. 510., 1959.
- CAWOOD, P. A.; NEMCHIN, A. A.; LEVERENZ, A.; SAEED, A.; BALANCE, P. F. U/Pb dating of detrital zircons: implications for the provenance record of Gondwana margin terranes. *Geological Society of America Bulletin*, v. 111, n. 8, p. 1107-1119, 1999.
- CERYAN, S.; TUDES, S.; CERYAN, N. A new quantitative weathering classification for igneous rocks. *Environmental geology*, v. 55, n. 6, p. 1319-1336, 2008.
- COOPER, R.; TULLOCH, A. Early Palaeozoic terranes in New Zealand and their relationship to the Lachlan Fold Belt. *Tectonophysics*, v. 214, n. 1-4, p. 129-144, 1989.
- CORRÊA, L. M. S. A. Avaliação do efeito térmico das soleiras de diabásio nas rochas geradoras da formação Irati (Bacia do Paraná, Brasil) através de técnicas de modelagem numérica / Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro. 96p, 2007.
- COX, M. E.; BROWNE, P. Hydrothermal alteration mineralogy as an indicator of hydrology at the Ngawha geothermal field, New Zealand. *Geothermics*, v. 27, n. 3, p. 259-270, 1998.
- CUMMING, W. Geothermal resource conceptual models using surface exploration data. *PROCEEDINGS, Thirty-Fourth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*, Stanford University, Stanford, California, 2009.
- Da Silva, Carla Grazieli Azevedo. Caracterização geoquímica orgânica das rochas geradoras de petróleo das formações Irati e Ponta Grossa da Bacia do Paraná. Dissertação (mestrado em química) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 238 p. 2007.
- DOBSON, P. F. et al. Porosity, permeability, and fluid flow in the Yellowstone geothermal system, Wyoming. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 123, n. 3, p. 313-324, 2003.
- DONOGHUE, S.; GAMBLE, J. A.; PALMER, A. S.; STEWART, R. B. Magma mingling in an andesite pyroclastic flow of the Pourahu Member, Ruapehu volcano, New Zealand. *Journal of volcanology and geothermal research*, v. 68, n. 1, p. 177-191, 1995.
- DONOGHUE, S.; NEALL, V. E.; PALMER, A. S.; STEWART, R. B. The volcanic history of Ruapehu during the past 2 millennia based on the record of Tufa Trig tephra. *Bulletin of Volcanology*, v. 59, n. 2, p. 136-146, 1997.
- DUTRA, T. Petrogênese dos basaltos de baixo-TiO₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar na Região dos Lagos, RJ. Dissertação (Mestrado em Petrologia, Tectônica e Recursos Minerais) - Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro. 111p., 2016.
- ESMAEILI, D.; AFSHOONI, S. Z.; MIRNEJAD, H.; RASHIDNEJAD-E-OMRAN, N. Mass changes during hydrothermal alteration associated with gold mineralization in the Astaneh granitoid rocks, western Iran. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, v. 12, n. 2, p. 161-175, 2012.
- FERREIRA, S. S.; CORVAL, A.; LAMBERT, W. Modelos térmicos preliminares de anomalias astenosféricas e geodinâmica do sul/sudeste do Brasil. *Iniciação científica*. Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro. 94p, 2014.
- FJELDSKAAR, W.; HELSET, H. M.; JOHANSEN, H.; GRUNNALEITE, I.; HORSTAD, I. Thermal modelling of magmatic intrusions in the Gjallar Ridge, Norwegian Sea: implications for vitrinite reflectance and hydrocarbon maturation. *Basin Research*, v. 20, n. 1, p. 143-159, 2008.

FOWLER, C. M. R. The solid earth: an introduction to global geophysics. Cambridge University Press, 1990.

FU, F. Q.; MCINNES, B. I.; EVANS, N. J.; DAVIES, P. J. Numerical modeling of magmatic–hydrothermal systems constrained by U–Th–Pb–He time–temperature histories. *Journal of Geochemical Exploration*, v. 106, n. 1–3, p. 90-109, 2010.

GAMBLE, J.; WOOD, C. P.; PRICE, R. C.; SMITH, I. E. M.; STEWART, R. B.; WAIGHT, T. A fifty year perspective of magmatic evolution on Ruapehu Volcano, New Zealand: verification of open system behaviour in an arc volcano. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 170, n. 3, p. 301-314, 1999.

GRAHAM, I.; HACKETT, W. Petrology of calc-alkaline lavas from Ruapehu volcano and related vents, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Journal of petrology*, v. 28, n. 3, p. 531-567, 1987.

HACKETT, W.; HOUGHTON, B. A facies model for a Quaternary andesitic composite volcano: Ruapehu, New Zealand. *Bulletin of volcanology*, v. 51, n. 1, p. 51-68, 1989.

HACKETT, W. R. *Geology and petrology of Ruapehu volcano and related vents*. 1985.

HARBAUGH J.W. & BONHAM-CARTER G. *Computer simulation in Geology*. New York: John Wiley & Sons, 1970.

HENNEBERGER, R.; BROWNE, P. Hydrothermal alteration and evolution of the Ohakuri hydrothermal system, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Journal of volcanology and geothermal research*, v. 34, n. 3-4, p. 211-231, 1988.

HILDRETH, W.; LANPHERE, M. A. Potassium-argon geochronology of a basalt-andesite-dacite arc system: The Mount Adams volcanic field, Cascade Range of southern Washington. *Geological Society of America Bulletin*, v. 106, n. 11, p. 1413-1429, 1994.

IRELAND, T. R. Crustal evolution of New Zealand: evidence from age distributions of detrital zircons in Western Province paragneisses and Torlesse greywacke. *Geochimica et cosmochimica acta*, v. 56, n. 3, p. 911-920, 1992.

KILGOUR, G.; BLUNDY, J.; CASHMAN, K.; MADER, H. M. Small volume andesite magmas and melt–mush interactions at Ruapehu, New Zealand: evidence from melt inclusions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Berlin/Heidelberg, v. 166, n. 2, p. 371-392, 2013.

KING, V. P. S. *Análise térmica transiente e tridimensional em rochas sedimentares*. Dissertação (Mestrado) – COPPE/UF RJ, Rio de Janeiro. 73 p, 2003.

LACHENBRUCH, A. H.; SASS, J. H. Heat Flow and Energetics of the San Andreas Fault Zone. *Journal of Geophysical Research*, v. 85, n. B11, p. 6185-6222, 1980.

LIU, Y.; DAI, T. Numerical modeling of pore-fluid flow and heat transfer in the Fushan iron ore district, Hebei, China: Implications for hydrothermal mineralization. *Journal of Geochemical Exploration*, v. 144, Part A, p. 115-127, 2014.

LO, K. Y.; WAI, R. S. C. Thermal expansion, diffusivity, and cracking of rock cores from Darlington, Ontario. *Canadian Geotechnical Journal*, Ottawa, Canada, v. 19, n. 2, p. 154-166, 1982.

LUMB, P. Engineering properties of fresh and decomposed igneous rocks from Hong Kong. *Engineering Geology*, v. 19, n. 2, p. 81-94, 1983.

LUTZ, S. J.; HICKMAN, S.; DAVATZES, N.; ZEMACH, E.; DRAKOS, P.; ROBERTSON-TAIT, A. Rock mechanical testing and petrologic analysis in support of well stimulation activities at the Desert Peak Geothermal Field,

Nevada. Proceedings, 35th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, 2010.

MAURIOHOOHO, K.; BARKER, S. L. L.; RAE, A. Mapping lithology and hydrothermal alteration in geothermal systems using portable X-ray fluorescence (pXRF): A case study from the Tauhara geothermal system, Taupo Volcanic Zone. *Geothermics*, v. 64, p. 125-134, 2016.

MOECK, I. S. Catalog of geothermal play types based on geologic controls. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, v. 37, p. 867-882, 2014.

MORDENSKY, S.; KENNEDY, B.; HEAP, M.; VILLENUEVE, M.; GRAVLEY, D.; FARQUHARSON, J.; COLE, R.; LEONARD, G. Joint Mapping, Permeability and Rock Strength Surrounding Shallow Intrusions, Mt. Ruapehu. Abstract (University of Canterbury, New Zealand), 2016.

MORTIMER, N. New Zealand's geological foundations. *Gondwana Research*, v. 7, n. 1, p. 261-272, 2004.

MORTIMER, N. et al. High-level stratigraphic scheme for New Zealand rocks. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, v. 57, n. 4, p. 402-419, 2014. ISSN 0028-8306.

MURPHY, M.; SPARKS, R. S. J.; BARCLAY, J.; CARROLL, M. R.; LEJEUNE, A. M.; BREWER, T. S.; YOUNG, S. The role of magma mixing in triggering the current eruption at the Soufriere Hills volcano, Montserrat, West Indies. *Geophysical Research Letters*, v. 25, n. 18, p. 3433-3436, 1998.

NABELEK, P. I.; HOFMEISTER, A. M.; WHITTINGTON, A. G. The influence of temperature-dependent thermal diffusivity on the conductive cooling rates of plutons and temperature-time paths in contact aureoles. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 317-318, p. 157-164, 2012.

NABELEK, P. I.; WHITTINGTON, A. G.; HOFMEISTER, A. M. Strain heating as a mechanism for partial melting and ultrahigh temperature metamorphism in convergent orogens: Implications of temperature-dependent thermal diffusivity and rheology. *Journal of Geophysical Research*, v. 115, n. B12, 2010.

NICHOLSON, K. *Geothermal fluids: chemistry and exploration techniques*. Springer Science & Business Media, 2012.

NIWA. New map reveals New Zealand's seafloor in stunning detail, 2012. Disponível em: <<https://www.niwa.co.nz/news/new-map-reveals-new-zealand%E2%80%99s-seafloor-in-stunning-detail>>. Acesso em 15 jun 2016.

OLIVEIRA, B.R.; CORVAL, A.; VALENTE, S.C. Modelagem termal de intrusão de soleiras e suas influências em sistemas Petrolíferos da bacia do Amazonas In: V Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados. Anais do V Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados. Goiás- Goiás, 2011. CD-ROM.

OLIVEIRA, B.R.; CORVAL, A.; LAMBERT, W. Modelagem matemática analítica aplicada aos efeitos térmicos causados pelas intrusões na Bacia do Paraná. Trabalho de conclusão de curso. Faculdade de Geologia, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro. 53p, 2013.

OLIVEIRA, B.R., CORVAL, A., VALENTE S.C., LAMBERT, W.J., MIRANDA, A. W. A., OLIVEIRA, L. G. S., FERNANDES, V. H. Mathematical Modeling applied to the analysis of magmatic intrusions thermal influence in Paraná Basin. *Boletim Paranaense de Geociências*, v. 80, n.2, p. 154- 165. 2022.

PALLISTER, J. S.; HOBLITT, R. P.; REYES, A. G. A basalt trigger for the 1991 eruptions of Pinatubo Volcano? *Nature*, v. 356, n. 6368, p. 426-428, 1992.

PARDO, N.; CRONIN, S. J.; PALMER, A. S.; NÉMETH, K. Reconstructing the largest explosive eruptions of Mt. Ruapehu, New Zealand: lithostratigraphic tools to understand subplinian–plinian eruptions at andesitic volcanoes. *Bulletin of volcanology*, v. 74, n. 3, p. 617-640, 2012.

PHILPOTTS, A.; AGUE, J. Principles of igneous and metamorphic petrology. Cambridge University Press, 2009.

POLA, A.; CROSTA, G.; FUSI, N.; BARBERINI, V.; & NORINI, G. Influence of alteration on physical properties of volcanic rocks. *Tectonophysics*, v. 566–567, 2012.

POWELL, T. A review of exploration gas geothermometry. Proceedings, 25th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, 2000.

PRICE, R.; GAMBLE, J. A.; SMITH, I. E.; MAAS, R.; WAIGHT, T.; STEWART, R. B.; WOODHEAD, J. The anatomy of an Andesite volcano: a time–stratigraphic study of andesite petrogenesis and crustal evolution at Ruapehu Volcano, New Zealand. *Journal of Petrology*, 2012.

PRICE, R.; WAIGHT, T. E.; CHAPMAN, J. R.; BEYER, E. E.; SMITH, I. E. M.; STEWART, R. B. The geochemical evolution of arc magmas in a continental setting: Evidence from detailed chemo- stratigraphy at Ruapehu, New Zealand. 1997.

PRICE, R. C.; GAMBLE, J. A.; SMITH, I. E.; STEWART, R. B.; EGGINS, S.; WRIGHT, I. C. An integrated model for the temporal evolution of andesites and rhyolites and crustal development in New Zealand's North Island. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 140, n. 1–3, p. 1-24, 2005.

PRIEST, S. D.; HUDSON, J. A. Estimation of discontinuity spacing and trace length using scanline surveys. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences &*

Geomechanics Abstracts, v. 18, n. 3, p. 183-197, 1981.

RATOUIS, T. M. P.; ZARROUK, S. J. Factors controlling large-scale hydrodynamic convection in the Taupo Volcanic Zone (TVZ), New Zealand. *Geothermics*, v. 59, Part B, p. 236-251, 2016.

REJEKI, S.; HADI, J.; SUHAYATI, I. Porosity study for detail reservoir characterization in Darajat geothermal field, West Java, Indonesia. Proc. World Geothermal Congress 2005, Antalya, Turkey, 24– 29 April, 2005.

ROBB, L. Introduction to ore-forming processes. John Wiley & Sons, 2005.

ROMINE, W. L. et al. Thermal diffusivity of rhyolitic glasses and melts: effects of temperature, crystals and dissolved water. *Bulletin of Volcanology*, Berlin/Heidelberg, v. 74, n. 10, p. 2273-2287, 2012.

ROSER, B.; KORSCH, R. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical geology*, v. 67, n. 1, p. 119-139, 1988.

ROWLAND, J.; SIBSON, R. Extensional fault kinematics within the Taupo Volcanic Zone, New Zealand: soft - linked segmentation of a continental rift system. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, v. 44, n. 2, p. 271-283, 2001.

SCHÖN J.H., 1996. Physical Properties of Rocks: Fundamentals and Principles of Petrophysics. Pergamon Press. 583 pp. (Handbook of Geophysical Exploration, Section I, Seismic Exploration, v. 18), 1996.

SIRATOVICH, P.; VON AULOCK, F. W.; LAVALLÉE, Y.; COLE, J. W.; KENNEDY, B. M.; VILLENEUVE, M. C. Thermoelastic properties of the Rotokawa Andesite: A geothermal reservoir constraint. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 301, p. 1-13, 2015.

STELLING, P.; SHEVENELL, L.; HINZ, N.; COOLBAUGH, M.; MELOSH, G.; CUMMING, W. Geothermal systems in volcanic arcs: Volcanic characteristics and surface manifestations as indicators of geothermal potential and favorability worldwide. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2016.

STIMAC, J.; NORDQUIST, G.; SUMINAR, A.; SIRAD-AZWAR, L. An overview of the Awibengkok geothermal system, Indonesia. *Geothermics*, v. 37, n. 3, p. 300-331, 2008.

STOREY, B. (2015). New Zealand basement Geology and Tectonics. Lecture (New Zealand Geology and Climate History). GEOL 357 - University of Canterbury, New Zealand.

STÜWE, K. Geodynamics of the Lithosphere, 2nd. *Geological Magazine*, v. 145, n. 1, p. 149-150, 2007.

TOST, M.; CRONIN, S. J. Linking distal volcanoclastic sedimentation and stratigraphy with the development of Ruapehu volcano, New Zealand. *Bulletin of Volcanology*, Berlin/Heidelberg, v. 77, n. 11, p. 1-17, 2015.

TURCOTTE, D. L.; SCHUBERT, J. *Geodynamics*. Cambridge: Cambridge University Press. 456 p, 2002.

VALENTE, D. Geology and geochemistry of volcanic rocks of the Lower Pinnacle Ridge and the upper Whakapapaiti valley. Ruapehu, North Island, New Zealand. BSc (Hons) thesis, LaTrobe University, Melbourne, 1995.

VALENTE, S.C.; DUTRA, T.; HEILBRON, M.; CORVAL, A.; STATMARI, P. Litogeoquímica de diques de diabásio da faixa colatina, ES. *Geochimica Brasiliensis*, 23(2): 177-192, 2009.

VALENTE, S. C.; CALDEIRA, J. E.; CORVAL, A.; OLIVEIRA, L. G. S.; OLIVEIRA, N. V. Modelagem termal de sistemas petrolíferos atípicos em bacias paleozóicas do Brasil. In: 45° Congresso Brasileiro de Geologia. Anais do 45° Congresso Brasileiro de Geologia. Belém-Pará: SBG. CD-ROM, 2010.

VALLE, H. L. Modelagem termal de intrusões de diabásio e suas influências em sistemas petrolíferos da bacia do Solimões. Trabalho de Graduação. Departamento de Geologia. Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, 68 p, 2010.

WRIGHT, T. E.; PRICE, R. C.; STEWART, R. B.; SMITH, I. E. M.; & GAMBLE, J. Stratigraphy and geochemistry of the Turoa area, with implications for andesite petrogenesis at Mt Ruapehu, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, v. 42, n. 4, p. 513-532, 1999.

WANG, D.; SONG, Y.; LIU, Y.; ZHAO, M; QI, T.; & LIU, W. The influence of igneous intrusions on the peak temperatures of host rocks: Finite-time emplacement, evaporation, dehydration, and decarbonation. *Computers & Geosciences*, v. 38, n. 1, p. 99-106, 2012.

WRIGHT, I. C.; GAMBLE, J. A.; SHANE, P. A. Submarine silicic volcanism of the Healy caldera, southern Kermadec arc (SW Pacific): I-volcanology and eruption mechanisms. *Bulletin of Volcanology*, v. 65, n. 1, p. 15-29, 2003. ISSN 0258-8900.

WYERING, L.; VILLENEUVE, M. C.; WALLIS, I. C.; SIRATOVICH, P. A.; KENNEDY, B. M.; GRAVLEY, D. M.; CANT, J. L. Mechanical and physical properties of hydrothermally altered rocks, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 288, p. 76-93, 2014. ISSN 0377-0273.

ZHAO, C., HOBBS B.E., ORD, A., LIN, G., MÜHLHAUS, H.B. An equivalent algorithm for simulating thermal effects of magma intrusion problems in porous rocks. *Computer methods and engineering*, 192: 3397-3408, 2003.

Submetido em 21/04/2023

Aceito em 05/10/2023

Editado por Leonardo Bressan Bora (PET-GEOLOGIA/UFPR)